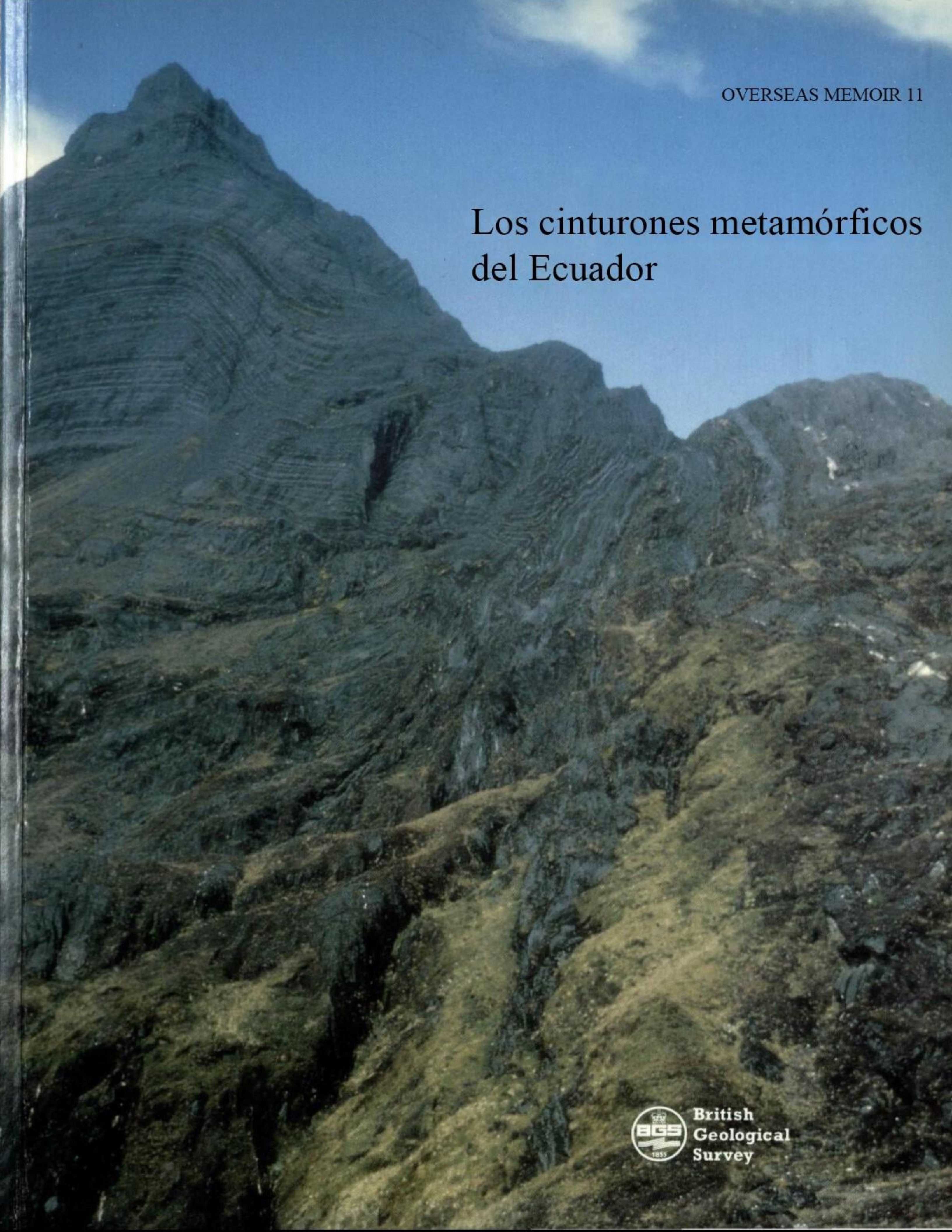

OVERSEAS MEMOIR 11
Los cinturones metamórficos del Ecuador
BGS
1835
British
Geological
Survey

The metamorphic belts of Ecuador

Los cinturones metamórficos del Ecuador

Fotografía de Cubierta

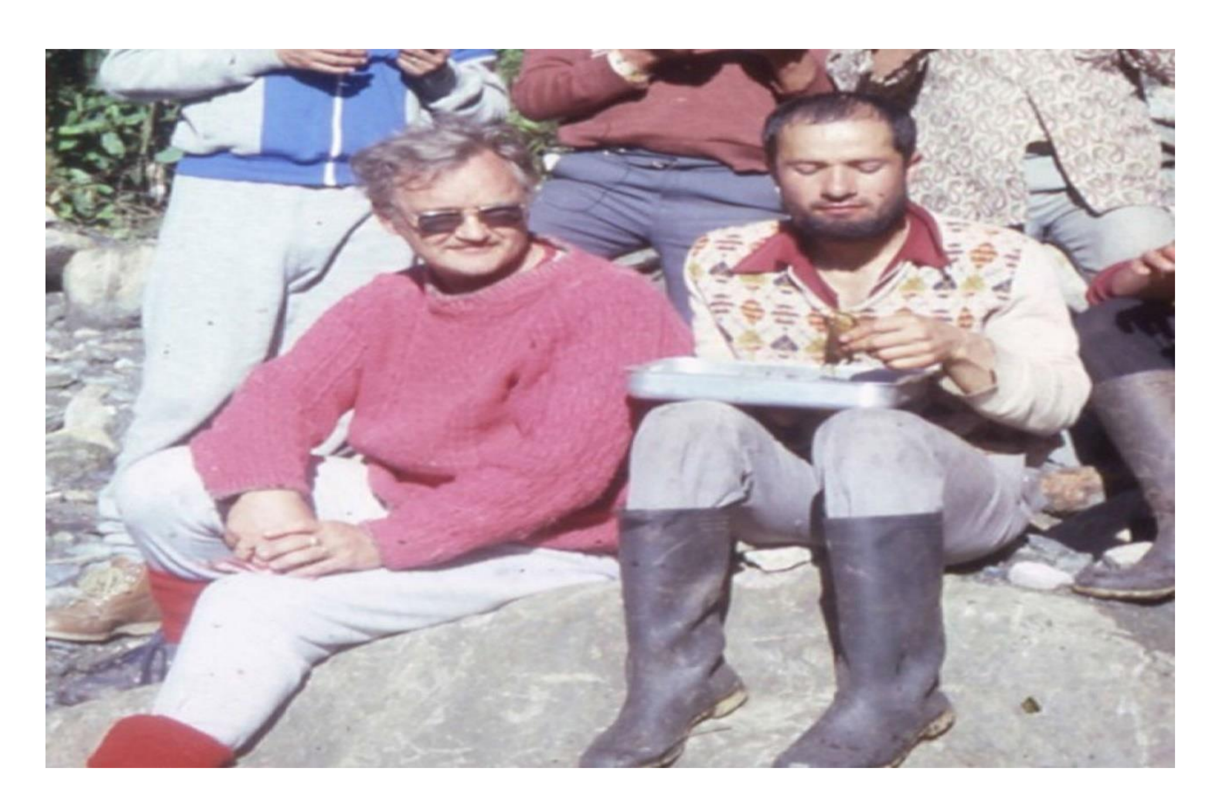
El Cerro Hermoso en las montañas Llanganates, una secuencia carbonática plegada y metamorfizada, recientemente glaciada.



El Cerro Hermoso (4571m) visto desde el suroeste, una secuencia carbonática plegada en el punto más alto de los Llanganates (fotografía: M. L.).



Grupo de trabajo de campo cruzando el Río tributario Parcayacu, durante la travesía del Río Mulatos (fotografía: M. L.).



Martin Litherland (izquierda) y Gonzalo Viteri (‘El hombre con una mano’) (derecha) en el campamento. ֍



Campamento en el Río Mulatos. ֍



Descargando las cosas del Land Rover, en el fondo el volcán Antisana. ֍



Nambija en 1988, contaminada con mercurio y arsénico, donde los cerdos y los niños andan. ֍



Descansando en el Río Mulatos. De izquierda a derecha, Ramiro, David y Manuel. ֍



Construyendo un puente improvisado para cruzar el Río Cascabel. ֍

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY

OVERSEAS MEMOIR 11

Los cinturones metamórficos del Ecuador

M. Litherland, J. A. Aspden y

R. A. Jemielita

Traducción al español por

Stalyn Paucar

Nota: La versión en inglés se encuentra en:

BGS – The metamorphic belts of Ecuador

SP – The metamorphic belts of Ecuador

Stalyn Paucar
(stalyn314paucar161@outlook.es); (archive.org/details/@stalynpaucar)
Quito, 09 de mayo de 2021

Keyworth, Nottingham British Geological Survey 1994

Primera publicación 1994

Referencia bibliográfica

LITHERLAND M., ASPDEN J.A. and JEMIELITA R.A. (1994) The metamorphic belts of Ecuador [Los cinturones metamórficos del Ecuador]. *Overseas memoir of the British Geological Survey*, No. 11. Traducción al español por Stalyn Paucar (2021).

Autores

Martin Litherland, OBE, BSc, PhD, CGeol, MIMM
John A. Aspden, BSc, PhD
British Geological Survey

Richard A. Jemielita, BSc, PhD, MIMM
formerly of the British Geological Survey

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY

Keyworth, Nottingham NG12 5GG

(0115) 936 3100

Murchison House, West Mains Road, Edinburgh
EH9 3LA 0131-667 1000

London Information Office, Natural History Museum
Earth Galleries, Exhibition Road, London SW7 2DE
0171-589 4090

The full range of Survey publications is available from the BGS Sales Desk at the Survey headquarters, Keyworth, Nottingham. The more popular maps and books may be purchased from BGS-approved stockists and agents and over the counter at the Bookshop, Gallery 37, Natural History Museum, Cromwell Road, (Earth Galleries), London. Sales Desks are also located at the BGS London Information Office, and at Murchison House, Edinburgh. The London Information Office maintains a reference collection of BGS publications including maps for consultation. Some BGS books and reports may also be obtained from HMSO Publications Centre or from HMSO bookshops and agents.

The British Geological Survey carries out the geological survey of Great Britain and Northern Ireland (the latter as an agency service for the government of Northern Ireland), and of the surrounding continental shelf, as well as its basic research projects. It also undertakes programmes of British technical aid in geology in developing countries as arranged by the Overseas Development Administration.

The British Geological Survey is a component body of the Natural Environment Research Council.

C13 12/94

ISBN 0 85272 239 7

Printed in England by Linney Colour Print Ltd

CONTENIDO

LÁMINAS

FIGURAS

TABLAS

MAPAS

PREFACIO

Esta Memoria de Ultramar (*Overseas Memoir*) reporta los estudios geológicos-mineralógicos de las rocas metamórficas del Ecuador, las cuales se encuentran principalmente en los cinturones metamórficos de la Cordillera Real y El Oro. Los objetivos fueron el esclarecimiento de su naturaleza, estructura, relaciones, génesis y mineralización; en respuesta a la necesidad de una base de datos geológica-mineralógica, que apoye y fomente una adecuada industria minera nacional. El trabajo se llevó a cabo bajo el Proyecto de Investigación Geológica Cordillera Real (1986-1993), un proyecto de Cooperación Técnica bilateral entre los Gobiernos de Ecuador (Ministerio de Energía y Minas) y el Reino Unido (Overseas Development Administration – ODA), con geocientistas del Instituto Ecuatoriano de Minas (INEMIN), sustituido en 1991 por la Corporación de Desarrollo e Investigación Geológico-Minero-Metalúrgico (CODIGEM), y el Servicio Geológico Británico (British Geological Survey – BGS).

La participación de ODA y BGS en el desarrollo geológico-minero del Ecuador empezó en 1969 y durante la década de 1970, geólogos británicos y ecuatorianos realizaron el mapeo primario y la exploración mineral del área costera y de la Cordillera Occidental. El presente trabajo completa los estudios de reconocimiento de los Andes del Ecuador por equipos anglo-ecuatorianos, y provee lo necesario para las interpretaciones tectónicas regionales, delineadas en este texto y en los mapas nacionales (Geológico y Tectonometalogénico) preparados por ODA/BGS en conjunto con CODIGEM.

El personal del BGS fue contratado por ODA para servir en el proyecto. El Dr. M. Litherland (Líder del proyecto) y el Dr. J. A. Aspden (Geólogo Senior) residieron en Quito durante el proyecto y realizaron estudios de reconocimiento de la Cordillera Real desde 1986 hasta 1990. A partir de mediados de 1990 hasta 1993 el Dr. Aspden cubrió el distrito metamórfico El Oro, mientras el Dr. R.A. Jemielita (Geólogo Económico) realizó los respectivos estudios mineralógicos de la Cordillera Real. En este mismo periodo el Dr. Litherland compiló los mapas nacionales. Además del personal residente y sus contrapartes, otros geocientistas del INEMIN/CODIGEM y BGS llevaron a cabo estudios geoquímicos, petrográficos, geocronológicos y paleontológicos de muestras del proyecto. El Dr. Litherland fue el responsable de la compilación de esta Memoria y de los mapas adjuntos.

Peter J. Cook, DSc

Director

Kingsley Dunham Centre

British Geological Survey

Keyworth

Nottingham NG12 5GG

Octubre 1994

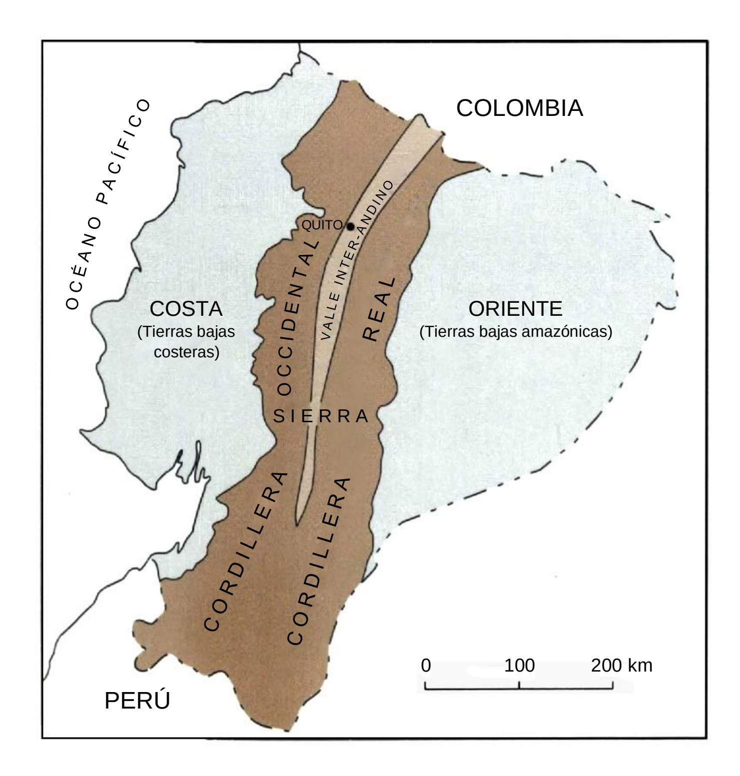
UNO

Introducción

FISIOGRAFÍA

Considerando su pequeño tamaño (283520 km^2), el Ecuador continental es fisiográficamente muy diverso. Aquí, la Cordillera de los Andes, o *Sierra*, tiene su ancho mínimo (120 km) y, está limitada al Oeste por las Tierras Bajas costeras (*Costa*) y al Este por la cuenca Amazónica superior (*Oriente*). La Sierra comprende dos cordilleras paralelas, la *Cordillera Occidental* y la *Cordillera Real* (Figura 1). El punto más alto está en el Chimborazo (6310m). Ambas cordilleras tienen un rumbo aproximado NNE-SSW, separadas en el centro y Norte del Ecuador por el Valle Interandino, donde se encuentra la mayor parte de ciudades.

La Cordillera Real, el tema principal de esta memoria, tiene alrededor de 650km de longitud y 60km de ancho en el Ecuador. Las elevaciones a lo largo de la divisoria de aguas están controladas, en el Norte, por una cadena de volcanes Plio-Cuaternarios (Lámina 1). De Norte a Sur, los mayores picos son: Cayambe (5790m), Antisana (5704m), Cotopaxi (5897m), Tungurahua (5016m), Altar (5319m) y Sangay (5230m). Hacia el Oeste, la base del Valle Interandino se encuentra a 2000-3500m, mientras que las estribaciones Subandinas del flanco oriental tienen altitudes de alrededor de 1000m. Los picos más altos de rocas metamórficas son: Cerro Soroche (4730m), Sara Urcu (4670m) y Cerro Hermoso (4571m). Las expediciones del Proyecto visitaron estos lugares; se escaló el Cerro Hermoso (ver Cubierta y Frontispicio).



En el Sur de la Cordillera Real, el nivel de la divisoria de aguas cae a 3000-3500m; el Valle Interandino desaparece y las dos cordilleras se unen. Al Oeste de este macizo, y con rumbo Este-Oeste, en sentido perpendicular a los Andes, se encuentran los cerros costeros del distrito metamórfico El Oro, la otra área de estudio del proyecto (Figura 2).

La Cordillera Real y la Sierra, en conjunto, están profundamente disectadas por grandes ríos perennes. La Sierra es una gran divisoria de aguas, separando el drenaje hacia el Amazonas (Atlántico) y hacia el Pacífico. Sin embargo, los siguientes cuatro ríos drenan sus aguas en dirección Este hacia el Amazonas, desde la Cordillera Occidental cruzando la Cordillera Real, además, también son importantes líneas de comunicación: el Chingual, en el Norte; y más al Sur, el Pastaza, Paute y Zamora.

CLIMA Y VEGETACIÓN

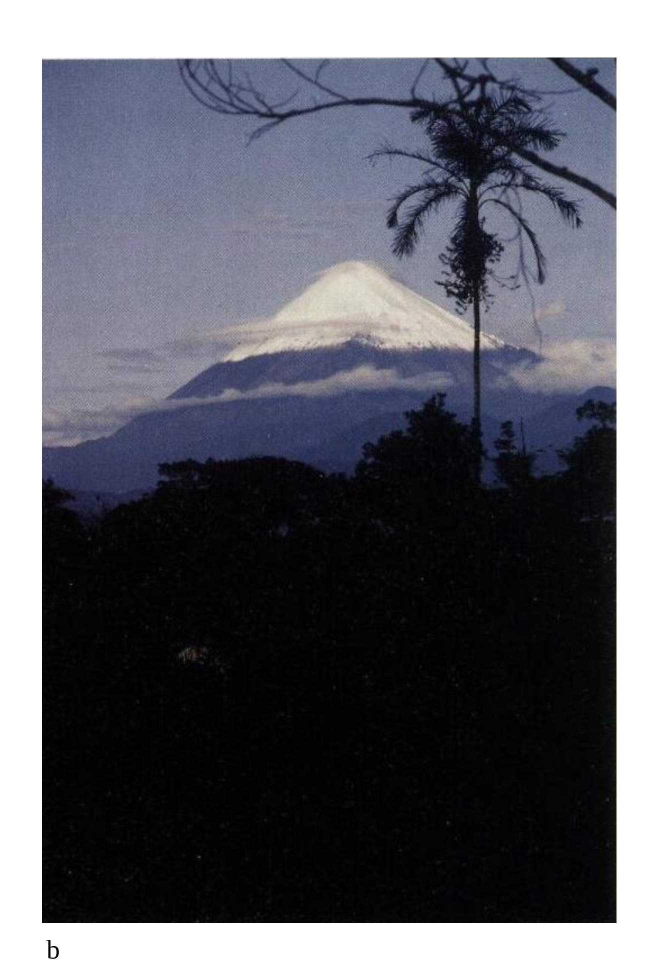
El Ecuador es un país *ecuatorial* con nieve en la cima de sus montañas. Cruzando la Cordillera Real desde el Oeste hacia el Este existe una tremenda variación de clima y vegetación. El Valle Interandino en el Oeste es temperado con pastizales y precipitación de 700mm por año (ver la precipitación para Quito y Cuenca, Tabla 1). Al ascender los flancos occidentales hasta la divisoria de aguas, uno cruza los montañosos, fríos, ventosos, húmedos páramos, que fueron afectados por recientes glaciaciones y generalmente están cubiertos por nubes; la línea de nieve se encuentra a ~4500m. En el resguardado lado oriental, la línea de bosque montano se encuentra a ~3500m, y mientras se desciende hacia las tierras bajas amazónicas, el clima y la vegetación se vuelven más tropicales. La precipitación es alta en las pendientes orientales debido al levantamiento de masas de aire caliente desde el Oriente; las cifras para el Puyo y Tena son de 4632mm y 3304mm respectivamente, cayendo a 1374mm en Zamora más al Sur (Tabla 1). Las cifras de precipitación para la cordillera indican la ausencia de una estación seca, solamente entre octubre y marzo es ligeramente menos húmeda. De hecho, la precipitación durante el mes más seco de Puyo es cuatro veces mayor que el mes más húmedo de Quito.

Las zonas de Vilcabamba y El Oro, cerca de Perú, tienen una estación seca más extrema entre mayo y noviembre, debido a la influencia de la corriente de Humboldt (Tabla 1), mientras que entre diciembre y junio la precipitación es alta debido a la corriente El Niño. En zonas bajas esto genera condiciones calurosas-húmedas. Esta área solamente contiene matorrales arbóreos (*scrubby woodland*).

Figura 1. Marco geomorfológico del Ecuador



a



b

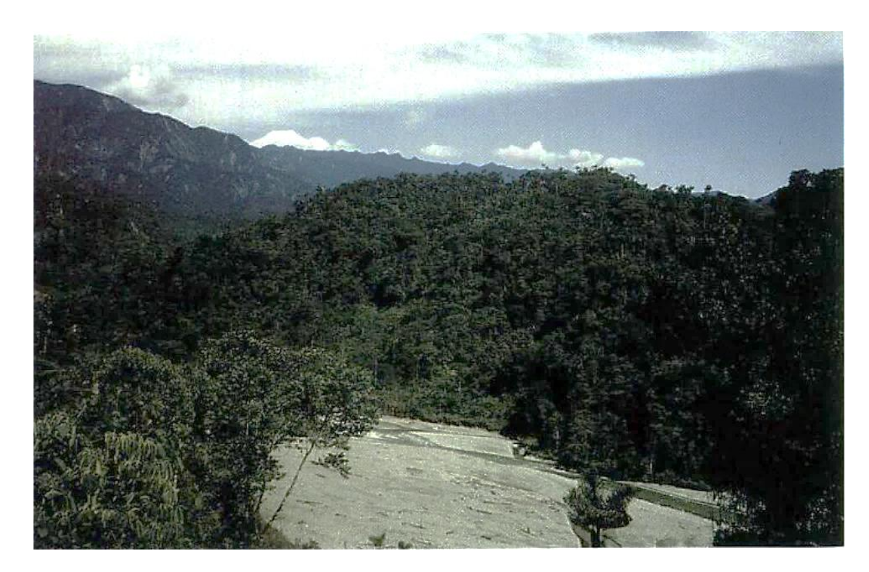
Lámina 1.

Panorama de la Cordillera Real

(a) Volcán El Altar (5319m): vista de la secuencia de cobertura volcánica desde los esquistos del basamento (fotografía: R. A. J.).

(b) Sangay (5230m): uno de los volcanes activos más altos en el mundo que atraviesa a la Cordillera Real (fotografía: R. A. J.).

(c) La Cordillera Real: vista desde el Río Salado en las tierras bajas subtropicales subandinas, hacia el nevado-volcán Cayambe (5790m) a lo lejos (fotografía: M. L.).



c

Tabla 1. Precipitación mensual promedio en milímetros (Valores de INAMHI).

Ubicación	Enero	Feb	Marzo	Abril	Mayo	Junio	Julio	Ago	Sept	Oct	Nov	Dic	Total
CORDILLERA REAL													
Tulcán	59.67	82.87	90.22	120.26	62.96	56.74	44.30	49.57	63.44	99.97	132.88	102.44	**965.32**
Quito	50.20	72.20	69.20	71.30	48.40	30.30	22.90	29.80	54.10	52.20	55.40	64.20	**620.20**
Papallacta	63.27	107.67	108.01	108.65	159.06	180.08	193.05	107.81	109.31	95.48	84.13	82.98	**1399.50**
Cotopaxi	68.75	106.60	142.06	123.80	143.70	77.27	58.20	62.85	103.73	98.58	93.37	84.72	**1163.63**
Tena	147.75	167.66	269.77	343.40	325.54	380.56	246.95	268.62	287.57	310.34	343.31	212.20	**3303.67**
Baños	50.58	84.30	98.56	132.41	123.81	162.58	157.72	144.40	115.68	70.06	56.96	41.55	**1238.61**
Puyo	271.55	277.43	454.90	450.08	429.95	486.80	412.97	361.72	384.78	394.78	366.93	340.47	**4632.36**
Sucúa	41.06	90.86	127.41	125.12	130.92	171.81	115.40	114.67	123.15	99.80	84.12	36.91	**1261.23**
Paute	42.22	67.94	93.80	83.72	44.55	58.80	51.75	36.52	48.37	60.65	65.18	66.22	**719.72**
Cuenca	40.38	70.14	95.82	98.60	56.10	45.01	35.20	30.24	50.21	72.33	67.62	62.62	**724.27**
Loja	77.30	103.55	120.17	82.96	31.41	53.65	44.01	38.13	31.66	57.42	45.67	56.44	**742.37**
Zamora	90.71	97.43	147.95	124.00	104.76	146.25	126.08	114.83	95.68	85.10	115.30	125.47	**1373.56**
Vilcabamba	76.76	96.74	150.60	99.37	44.36	19.57	11.87	18.18	20.82	47.88	43.95	70.10	**700.20**
EL ORO													
Marcabelí	190	286.30	322.60	275.70	107.70	40.60	7.80	9.40	17.10	21.40	30.20	117.40	**1426.20**
Santa Rosa	92.40	149.00	148.40	73.50	24.70	12.50	17.80	11.30	15.10	18.60	51.10	23.50	**637.90**
Zaruma	212.40	237.00	307.40	221.80	108.90	25.40	6.80	6.50	25.70	40.50	34.70	142.90	**1370.00**

ASPECTO HUMANO

La población del Ecuador es de aproximadamente 11 millones y aumenta rápido, con una densidad de 37 personas por km^2, la más alta en Sudamérica. Alrededor del 40% son indígenas, muchos de ellos descendientes de quechua-parlantes de los habitantes del Imperio Inca. Viven, en su mayoría, en regiones remotas de la Sierra, mientras que los blancos y mestizos habitan las ciudades.

La autopista Interandina conecta la mayor parte de poblados principales de la Sierra, desde Tulcán (pobl. 33000) en el Norte, pasando Ibarra (pobl. 80000), Quito (pobl. 1250000), Ambato (pobl. 140000), Riobamba (pobl. 148000), Cuenca (pobl. 250000) hasta Loja (pobl. 160000) en el Sur. En la Cordillera Real la población está dispersa; pueblos de tamaño considerable (e.g., Baños) están únicamente en las rutas principales de acceso. En el Este, la 'autopista' subandina sin asfaltar conecta pequeños poblados, los más grandes son: el Puyo, Zamora, Macas y Tena. La población es relativamente densa en el distrito metamórfico El Oro, con pueblos como Portovelo y Piñas en el área mapeada, limitado por Arenillas, Santa Rosa, Pasaje y la ciudad de Machala (pobl. 158000) en la planicie costera adyacente.

La agricultura de subsistencia es el tradicional modo de vida de los indígenas en sus tierras, y de los recientes colonizadores mestizos quienes desaparecen bosques a lo largo de nuevas rutas de acceso. Cultivos comerciales como los de papa también se producen. El lavado de oro es también una fuente estacional de ingresos y existe una rudimentaria industria minera de roca-dura (*hard-rock*). La Cordillera Real es también fuente del poder hidroeléctrico del Ecuador, con plantas como las de Agoyán, Pisayambo y Paute. Amplias áreas inaccesibles han sido designadas como Parques Nacionales.

ACCESO

Existen cinco rutas *de todo tiempo* a lo largo de la Cordillera Real que conectan las 'autopistas' interandinas y subandinas. De Sur a Norte éstas son: Papallacta-Baeza, Baños-Puyo, Cuenca-Limón, Loja-Zamora y Loja-Zumba. La ruta Guamote-Macas aún está en construcción, la ruta Tulcán-Lago Agrio ha alcanzado a La Bonita, y la ruta Salcedo-Tena hace tiempo que fue abandonada como proyecto viable.

Al Sur del Río Paute existen varias mulas de transporte que cruzan la cordillera, pero al Norte extensos segmentos no tienen acceso. Esto incluye los 120km de cordillera entre los caminos de Papallacta y Baños, donde se encuentran las montañas Llanganates, recientemente atravesadas por el montañista MacInnes (1984); y el espacio entre los caminos de Papallacta y la Bonita, inaccesible desde la destrucción de la ruta Oyacachi-El Chaco debido al terremoto de marzo de 1987. El viaje *a pie* a través del corazón de esta área (e.g., Sigsigpamba-Río Dorado-Río Cofanes-Puerto Libre) tomaría tres o cuatro semanas y requeriría por lo menos un paquete de suministros.

Mientras que los afloramientos rocosos son abundantes a lo largo de las vías y en los páramos, estos son generalmente escasos en los bosques montañosos y a menudo inaccesibles a lo largo de secciones de gargantas fluviales. En muchas áreas bloques rodados fueron usados para identificar la geología.

TRABAJO GEOLÓGICO ANTERIOR

Las rocas metamórficas de la Cordillera Real y El Oro (Figura 2), el tema de esta memoria, fueron representadas en los mapas geológicos nacionales de Teodoro Wolf (1892) y Walter Sauer (1957). Las descripciones del naturalista Teodoro Wolf (1892) incluyen a la geología económica como parte de su *magnum opus*. Sauer (1965) fue muy detallado y objetivo, representando varias de sus observaciones mientras viajaba por el país hacia los rincones más inaccesibles. Reconoció la mayor parte de litologías metamórficas, también las ofiolitas; distinguió los para- de los orto-gneises y ubicó, nombró muchas de las fases plutónicas post-tectónicas. Su trabajo fue el más exhaustivo antes de la actual investigación. En su revisión de la región Subandina, utilizó los trabajos pioneros de Wasson y Sinclair (1923), Colony y Sinclair (1932) y Tschopp (1953).

El mapeo de reconocimiento de las rocas metamórficas, con ayuda de interpretación fotogeológica, empezó con los estudios de Kennerley del Servicio Geológico Británico (BGS) en el área de los Llanganates (Kennerley, 1971) y la provincia de Loja (Kennerley, 1973). Feininger (1978, 1980) continuó el mapeo del cinturón metamórfico El Oro hacia el occidente, descubriendo el complejo de esquistos azules/eclogitas/ ofiolitas en Raspas. El mapeo de reconocimiento por DGGM/INEMIN/CODIGEM a escala 1:100000 continuó en los siguientes años, pero con poca diferenciación de las rocas metamórficas; las secuencias plio-cuaternarias volcánicas suprayacentes atrajeron estudios más detallados.

Intentos individuales de entender las rocas metamórficas de la Cordillera Real han sido efectuados en algunas secciones de carretera. Estos comprenden los estudios petrológicos y geoquímicos de Herbert (1977, 1983), estudios petrológicos y estructurales de Trouw (1976), una revisión por Feininger (1982), y estudios metamórficos no-publicados por Duque.

Se realizó geocronología K-Ar (Kennerley, 1980; Aly, 1980; Feininger y Silberman, 1982; Hall y Calle, 1982; Baldock, 1982; Herbert y Pichler, 1983; Pichler y Aly, 1983); la geocronología Rb-Sr disponible era estadísticamente inválida.

Los resúmenes regionales de las rocas metamórficas en un contexto nacional (Kennerley, 1980; Baldock, 1982, 1985), aunque proveen descripciones de la litología y la dividen longitudinalmente en varios "Grupos", sólo pueden especular acerca de su edad y correlación, debido a que existe un limitado rango de edades metamórficas por K-Ar desde el Precámbrico hasta el Terciario y nada de datos paleontológicos. Mientras la mayoría de autores están de acuerdo con Sauer (1965), en que las rocas metamórficas son de edad paleozoica o precámbrica como lo indican sus equivalentes en el Perú y Colombia; Feininger (1975, 1982), señala que la mayor parte de la Cordillera Real comprende equivalentes de aguas-más profundas de las secuencias cretácicas amazónicas al Este. Esto apoya a la hipótesis de Bristow (1973), quien retomando una idea de Liddle y Palmer (1941), indica que las secuencias del Cretácico Superior en la zona de Cuenca pueden ser rastreadas hacia el Este en sus equivalentes metamórficos. ¡Las rocas de la Cordillera Real parecerían ser lateralmente cretácicas y longitudinalmente paleozoicas!

HISTORIA DE LA MINERÍA

En el tiempo de la conquista española, el Imperio Inca de Quito era conocido por su joyería de oro, plata y platino, la que, en ese momento, no tenía importancia comercial. Rápidamente, los españoles ubicaron las minas aluviales y de roca-dura de gran parte del oro aluvial, e.g. los distritos de Nambija y Zaruma. De hecho, la fiebre del oro era tal, que de los treinta asentamientos que establecieron, veinte eran poblados mineros de oro aluvial a lo largo de la zona Subandina de la Cordillera Real (Navarro, 1986, Vol. 1). Sin embargo, debido a las revueltas de indígenas, enfermedades y factores económicos, cesó la minería a inicios del siglo XVII, con la excepción del distrito de Zaruma, en el que se trabajó con niveles bajos de producción. Pero incluso este último, fue casi abandonado en el siglo XIX.

Inversionistas extranjeros ayudaron a reabrir las minas de Zaruma a finales del siglo XIX y las minas de oro-polimetálicas también fueron trabajadas en el área de Pilzhum, Peggy y San Bartolomé. Más reciente, "aventureros" redescubrieron las minas de Nambija, lo que causó una intensa búsqueda de otros depósitos. Puesto que, durante la desastrosa temporada de lluvia de "El Niño", en 1982-1983, que destruyó la mayor parte de las cosechas de la fértil costa, los empobrecidos campesinos se dedicaron a la búsqueda de oro, encontrando por primera vez el campo Ponce Enríquez. A partir de entonces, la fiebre del oro se ha incrementado y ha afectado a gran parte de las secciones más pobres de la población.

Las cifras de producción de oro para 1990 en la región fueron de 13 toneladas: cinco toneladas de Nambija, tres de Zaruma-Portovelo, dos de Ponce Enríquez y lo restante de Chinapintza, Guaysimi, Campanilla y trabajos aluviales.

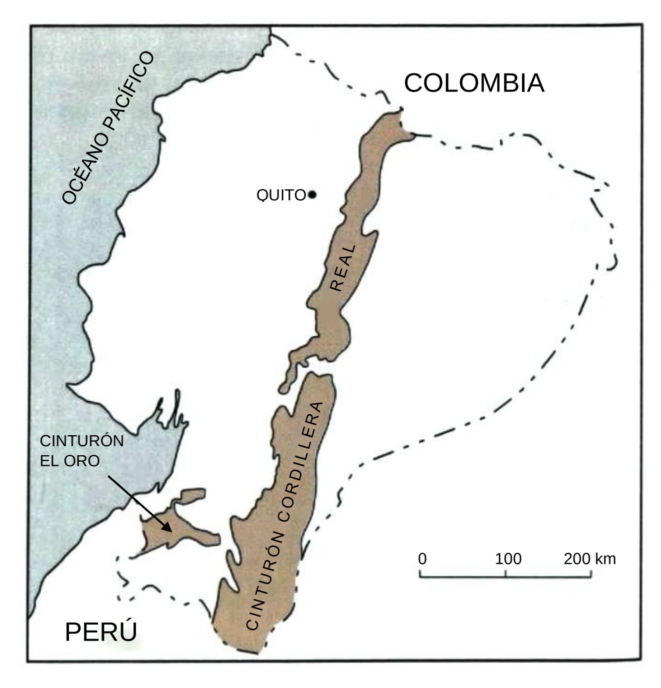


Figura 2. Ubicación de los cinturones metamórficos/plutónicos descritos en el texto.

OPERACIONES DEL PROYECTO

La zona de estudio inicialmente se limitaba a las rocas metamórficas de la Cordillera Real y El Oro. Después, se decidió incluir el no-metamorfizado batolito de Zamora y sus rocas de envoltura en el mapa acompañante, con el objetivo de incrementar el estudio de la historia pre-cretácica del Ecuador y también incluir la importante área minera de Nambija. Sin embargo, las exploraciones de campo en el cinturón Subandino, no fueron tan detalladas como las demás áreas del proyecto.

El trabajo de reconocimiento de la Cordillera Real (1986-1990) fue llevado a cabo en una serie de geotravesías usando las vías y caminos disponibles. Litherland, con su contraparte Bermúdez o Pozo, mapearon el área al Norte del Río Pastaza, y Aspden, con su contraparte Viteri o Bermúdez, mapearon el área al Sur del Río Paute; la parte intermedia fue compartida. La investigación del cinturón metamórfico El Oro (1990-1992) fue realizada por Aspden, con su contraparte Silva, Bermúdez o Bonilla.

Afloramientos y bloques de río fueron muestreados y se realizaron observaciones geológicas. Muestras de sedimentos fluviales (tamizadas en el campo con una red de tamaño de grano 175) y concentrados de minerales pesados lavados con batea, fueron recolectados donde se consideró conveniente.

En términos de estudios especializados de campo, el mayor programa de seguimiento económico fue dirigido por Jemielita y su contraparte Bolaños. Hubo una investigación económica por Clarke y Viteri en 1988, estudios geocronológicos regionales por Rundle en 1987 y Harrison en 1989, y una investigación paleontológica por Woods en 1991.

Estudios petrográficos microscópicos y algo de geoquímica de sedimentos, minerales y minerales-pesados fueron realizados en Quito, mientras que análisis geocronológicos, paleontológicos de rocas y de la mayor parte de minerales fueron realizados en los laboratorios del BGS (UK). Los reportes de consultores se enlistan en las páginas 107-108.

REPORTES Y MAPAS

Los mapas geológicos de campo fueron elaborados usando los mapas base del IGM (Instituto Geográfico Militar), por lo general a escala 1:50000. La disponibilidad de estos aumentó para la Cordillera Real, reemplazando a los antiguos mapas censales dibujados a partir de incontrolados mosaicos de fotografías aéreas. La base topográfica a escala 1:500000 para los respectivos mapas fue compilada por personal del proyecto del IGM encargado de los mapas e imágenes satelitales.

Se realizaron reportes anuales para los primeros cuatro años del proyecto. Estos reportes bilingües incluyen apéndices de reportes específicos de campo (en Español), análisis de laboratorio, reportes de consultores del proyecto, y mapas de las geotravesías.

Se realizó un resumen para los primeros cuatro años de trabajo de la Cordillera Real, junto con mapas geológicos y de ocurrencias metálicas a escala 1:500000. El trabajo en la región de El Oro, con un mapa geológico a escala 1:100000, y los resultados del seguimiento económico de la Cordillera Real se presentaron como reportes no-publicados. Todos estos están disponibles como reportes de libre-acceso en el BGS (en Inglés) y en la CODIGEM (en Español).

Reportes y mapas, publicados y no-publicados, relacionados al proyecto se enlistan de manera separada en las páginas 107-109.

AGRADECIMIENTOS

El proyecto ha sido apoyado durante toda su duración, financiera y administrativamente, tanto por el Gobierno del Ecuador como por el del Reino Unido (UK). Los representantes británicos fueron los oficiales de escritorio (*desk-officers*) de ODA, sucesivamente: Mr. D. Lawless, Mr. G. Roberts, Mr. R. Russell y Mr. J. M. Harris; y sus representantes en la embajada británica en Quito: Redmond Norton, Douglas de Wilton y Caroline Blake: con los embajadores Michael Atkinson y Frank Wheeler. El Gobierno ecuatoriano fue representado por los sucesivos Subsecretarios de Minas: Sr. F. Navarro, Sr. M. Horra y Sr. E. Núñez del Arco; y por los Gerentes Generales de INEMIN/CODIGEM: Horacio Rueda, Guillermo Bixby, Leonardo Elizalde, Edgar López y Carlos Muirragui.

Con respecto a los estudios científicos, agradecemos el apoyo otorgado por los sucesivos geólogos regionales del BGS: Clive Jones, John Bennett y Barrie Page, quienes monitorearon el proyecto para ODA. De la misma forma, agradecemos a los Gerentes Técnicos de INEMIN/CODIGEM: Edgar Salazar y Wilson Santamaría. Barrie Page ha editado el texto de esta memoria, mientras que Niall Spencer fue el responsable de la preparación de los mapas y diagramas. La tipografía y diseño de página fue realizado por Jackie Norman; la corrección del texto por Molly Simmons.

El personal ecuatoriano del proyecto debe ser felicitado por su entusiasmo y dedicación a pesar de las circunstancias personales cada vez más complicadas. Importantes contribuciones fueron realizadas por los geólogos Ramiro Bermúdez, Francisco Viteri y Miguel Pozo, y después por Johnson Bolaños, Wilson Bonilla, Alfredo Zamora y Kleber Silva. La secretaria del proyecto en Quito, Fabiola Alcocer, manejó admirablemente la administración del proyecto y los reportes bilingües, así también lo hizo, Víctor Acitimbay, el cartógrafo del proyecto, con la producción de los diagramas y mapas.

Muchos consultores de ODA hicieron importantes contribuciones al proyecto. Estos incluyen a Martin Clarke (Geólogo Económico), Neil Fortey (Petrólogo), Steve Harrison (Geocronólogo), Chris Rundle (Geocronólogo) y Mark Woods (Paleontólogo), todos ellos visitaron Ecuador. La investigación de minerales de Clarke y Viteri fue una de las mejores campañas de campo de todo el proyecto. Estos consultores también realizaron estudios en el Reino Unido, junto a otros enlistados en las páginas 107-108. Esta lista resalta algunas importantes contribuciones: por ejemplo, paleontólogos de la unidad de Bioestratigrafía del BGS identificaron biota jurásica de la Cordillera Real y los primeros fósiles triásicos del Ecuador; Neil Fortey y Martin Gillespie de la unidad de Mineralogía y Petrología del BGS interpretaron la química de las rocas; mientras que miembros del Centro de Geología Isotópica NERC fueron capaces de datar, por diferentes métodos isotópicos, las rocas de los cinturones metamórficos, esto incluye los estudios más recientes de isótopos de plomo por Steve Noble.

También agradecemos al personal del INEMIN, de la Escuela Politécnica de Quito y a los laboratorios del BGS que realizaron el trabajo analítico para el proyecto, y a las instituciones científicas y compañías mineras que colaboraron con el proyecto y ayudaron a que sea un éxito en el Ecuador. Respecto a esto, agradecimientos especiales a Napoleón Báez, David Coochey, Pablo Duque, Arturo Egüez, Minard Hall, Alex Hirtz, Luis Torres, Phil Townsend y Frank Van Thournout. Apreciamos la importante contribución hecha por Río Tinto Zinc (anteriormente BP Minerals).

En el campo, guías y cargadores locales que fueron reclutados, llevaron las cosas, cortaron, picaron, pescaron y cocinaron, e intentaron asegurarse de que los geólogos lleguen en una sola pieza a la parte baja de los Andes.

Por último, pero no menos importante, está Manuel Célleri (Lámina 15b) nuestro asistente de campo de la CODIGEM, quien también sirvió como chofer, cocinero, lavador de oro, *sargento* y quien conoce la Cordillera Real y recuerda todo lo que ocurrió.

Brian Kennerley inició la participación de ODA y BGS en la geología ecuatoriana liderando las primeras investigaciones y el primer equipo de proyecto. Después de su inesperada muerte en 1976, él ahora descansa pacíficamente en un cementerio de Quito. Esta obra está dedicada a su memoria que aún es apreciada por muchos ecuatorianos.

DOS

Marco geológico

TECTÓNICA ANDINA

Rocas metamórficas de los Andes

Las rocas afectadas por metamorfismo regional que comprenden esquistos y gneises similares a los descritos en esta memoria son conocidas en toda la cadena Andina (Zeil, 1979). Varían en edad desde el Proterozoico Inferior representado por el Macizo de Arequipa de la costa de Perú (Shackleton et al., 1979); pasando por el macizo Grenvilliano de granulitas y gneis, en Colombia, del Proterozoico Medio (Kroonenberg, 1982); el basamento de los Andes centrales de Perú, del Proterozoico Superior (Dalmayrac et al., 1980); hasta el Paleozoico. Las rocas del Paleozoico abarcan no sólo a los cinturones de rocas metamórficas sino también a las secuencias de cobertura no metamorfizadas (Dalmayrac et al., 1980). Cinturones mayores de esquistos y gneises más jóvenes, i.e. de edad Mesozoica-Cenozoica, han sido reportados desde el Ecuador (Feininger, 1987), y se han confirmado en esta memoria. Sólo recientemente se han realizado intentos de incluir estas rocas metamórficas dentro del marco de desarrollo cortical de Sudamérica.

Desarrollo de Sudamérica

El basamento metamórfico de los Andes ha sido interpretado como un collage de terrenos, cuya acreción está relacionada al periódico fracturamiento y reformación de Pangea.

De acuerdo con las más recientes especulaciones (Hoffman, 1991; Hartnady, 1991; Storey, 1993), la Pangea más temprana, que se ha podido reconocer, consiste en cratones anteriores a 1300Ma, suturados por un único cinturón Grenvilliano (1300-900Ma) de colisión. En este modelo, se considera que las rocas Grenvillianas de los cinturones Sunsas y San Ignacio, reconocidas en el Escudo Brasilero de Bolivia (Litherland et al., 1985; 1989), se formaron en esa parte del cinturón cercana a la localidad tipo en Canadá (Figura 3a).

Esta Pangea suturada por el cinturón Grenvilliano, así como las posteriores, actuó como una gran superficie aisladora que inhibió el escape de calor del manto. El aumento de calor resultó en una convección a gran escala y en un eventual fracturamiento de la litósfera que condujo a la división de continentes y la destrucción de Pangea.

Entre la destrucción de la Pangea Grenvilliana (800Ma) y la formación de la Pangea Panafricana (600Ma), parece que la zona del cratón amazónico, adyacente a los actuales Andes del Norte, permaneció en posición *vis-à-vis* respecto a Norteamérica, mientras que la totalidad de la parte meridional de Sudamérica se formó por amalgamación de antiguos bloques cratónicos. Esta amalgamación ocurrió durante una serie de colisiones precámbricas tardías con arcos de islas y fragmentos continentales y oceánicos, lo que produjo el patrón de los cinturones de plegamiento Brasilide (Panafricano) (Ramos, 1989). De estos terrenos acrecionados, los de Arequipa y Pampeanas forman el basamento de partes de los actuales Andes (Figura 3b).

La ruptura de la Pangea Panafricana en el Cámbrico produjo que Norteamérica se separe de Gondwana y la apertura de los océanos Iapetus y Pacífico. La parte meridional de Sudamérica se formó por la sutura de Patagonia y pequeños terrenos paleozoicos a lo largo del Margen ‘Andino’ chileno (Ramos, 1989).

Los continentes se desplazaron otra vez en el Carbonífero Tardío (Figura 3c) para formar la Pangea Hercínica, sólo para romperse una vez más con la apertura del Océano Tethys en el comienzo del Jurásico. A partir de entonces, la subducción del Océano Pacífico a lo largo del borde de la Placa Sudamericana ha producido el ejemplo típico de margen convergente, proporcionando un modelo para los procesos sedimentarios, tectónicos y magmáticos de un régimen de subducción (Dewey y Bird, 1970). Durante este período la única región, bien-definida, de acreciones continentales ha sido los Andes del Norte (ver abajo) (Figura 3d), una pequeña área en relación a aquella de los supuestos (*suspect*) terrenos de la cordillera norteamericana, emplazados durante el mismo período (Coney et al., 1980). La subducción de las placas oceánicas Farallón y Nazca desde hace casi 70 Ma ha continuado a lo largo de un vector similar al del presente (Figura 4) (Daly, 1989).

Terrenos en los Andes del Norte

El cambio geológico más notable a lo largo de todo el cinturón andino ocurre entre los Andes Centrales y Andes del Norte (Gansser, 1973), el cual coincide hacia el mar con el Ridge de Carnegie y hacia el continente con el Lineamiento Amazónico (de Loczy, 1968). Los Andes Centrales con rumbo NW son reemplazados por los Andes del Norte con rumbo NNE, lo que se denomina como zona Amotape o deflexión de Huancabamba (Gerth, 1955). Además del cambio en el rumbo, los Andes del Norte se caracterizan por la presencia de rocas ígneas básicas a lo largo de la costa (Goossens, 1968; Goossens y Rose, 1973). Estudios gravimétricos (Case et al., 1973, Feininger y Seguin, 1983) condujeron a proponer que aquí, la corteza andina sería oceánica, tomando la forma de un terreno alóctono (Feininger y Bristow, 1980; McCourt et al., 1984; Lebrat et al., 1985; Roperch et al., 1987) acrecionado en el Cretácico Tardío o en el Terciario Temprano. Este evento fue seguido por el proceso de subducción ‘normal’ y el acompañante magmatismo característico de los andes peruanos desde el Cretácico.

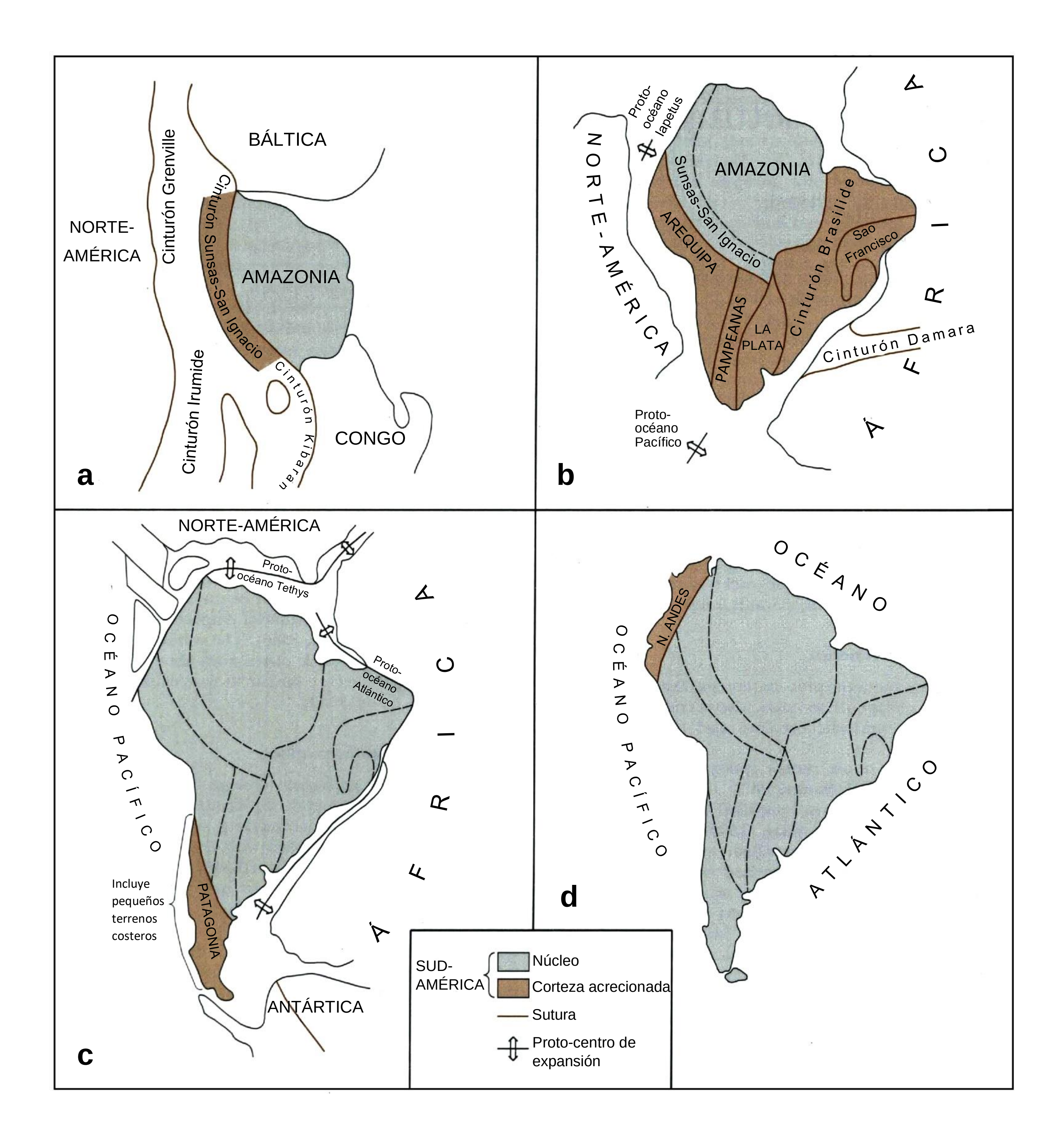


Figura 3. Desarrollo geotectónico de Sudamérica.

(a) ca. 900 Ma ‘Pangea suturada Grenvilliana’; (b) ca. 600 Ma ‘Pangea suturada Panafricana’;

(c) ca. 200 Ma ‘Pangea suturada Hercínica’; (d) Actualidad.

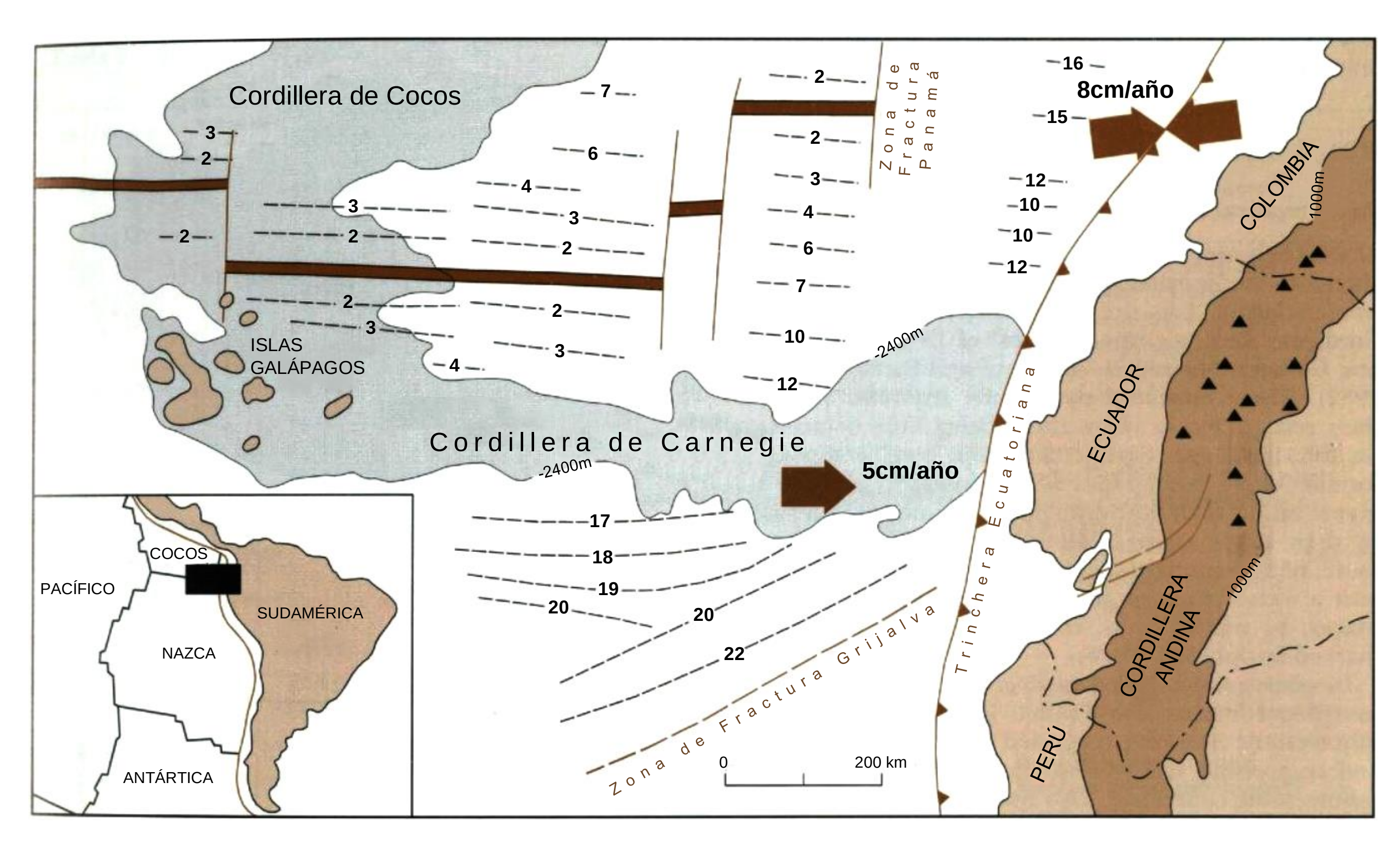


Figura 4. Tectónica actual de la zona ecuatorial del Pacífico oriental entre las Islas Galápagos y los Andes del Norte, de Barberi et al. (1988). Se indica la edad (Ma) de la corteza oceánica, así también, la dirección y tasa (cm/año) del movimiento de las placas (vector doble = movimiento relativo); triángulos = volcanes activos del continente.

Este terreno oceánico, o terreno Piñón, de los Andes del Norte está suturado hacia el Este contra el basamento metamórfico que comprende la Cordillera Central de Colombia y la Cordillera Real del Ecuador, ambas de rumbo NNE, y hacia el Sur contra el discordante macizo de Amotape con rumbo E-W, del Norte de Perú y Sur de Ecuador. En Colombia (McCourt et al., 1984; Aspden y McCourt, 1986; Restrepo y Toussaint, 1988; Forero, 1990; Restrepo-Pace, 1992) y en Ecuador (Aspden et al. 1987, 1988; Feininger, 1987; Mourier et al., 1988; Litherland y Zamora, 1991; Aspden y Litherland, 1992) estas rocas han sido variablemente interpretadas como supuestos terrenos. Esta memoria presenta los resultados de siete años de trabajo en las rocas metamórficas del Ecuador y evalúa su naturaleza en términos de una tectónica global.

Metalogénesis andina

La cadena andina está bien dotada de una variedad de depósitos minerales, los cuales, en Perú y Chile, parecen mostrar un cambio sistemático a través de este cinturón (Sillitoe, 1972), generalmente interpretado como muy relacionado con la evolución mesozoica-cenozoica del orógeno (Frutos, 1982). En el Oeste, próximo a la trinchera, está el cinturón de hierro-apatito de los tempranos, primitivos arcos de islas. Más al Este, y asociados con una etapa tardía, más evolucionada del margen continental, con mayor espesor cortical, se encuentran los pórfidos Cu-Mo y los depósitos polimetálicos (Ag-Pb-Zn). Finalmente, en el extremo Este y asociados con la corteza más gruesa y evolucionada están los depósitos de Sn-Bi-Sb-W: 'el cinturón de estaño'. Esta progresión marca un incremento en el tamaño atómico de los metales involucrados.

Aunque los cinturones metalogénicos están asociados a magmas (tipo I) derivados del manto, Frutos (1982) señala que estas provincias mesozoicas-cenozoicas están muy relacionadas a aquellas del basamento pre-mesozoico, lo que sugiere un grado de removilización. En particular, es notable que el cinturón cenozoico de estaño de Bolivia esté precisamente situado sobre depósitos de estaño ligados a estratos (*strata-bound*) meta-sedimentarios del Paleozoico Inferior (Schneider y Lehmann, 1977). En Nuevo México, se ha demostrado que depósitos epitermales de oro fueron removilizados desde sulfuros volcanogénicos del Precámbrico de afinidad con un cinturón de rocas-verdes (Fulp y Woodward, 1990), indicando que los depósitos metálicos no necesitan ser automáticamente asignados a una fuente mantélica simplemente porque están asociados a un magmatismo tipo-I.

La metalogénesis del Ecuador ha sido revisada por Goossens (1972b) y Paladines (1989). A pesar de la general escasez de información sobre las regiones inaccesibles, especialmente de la Cordillera Real, los cinturones metalogénicos identificados en el Perú y más al Sur no son evidentes. En particular, se puso énfasis en las fallas transversales E-W y sus intersecciones con estructuras andinas mayores. Alternativamente, estas diferencias se deben a la interpretación de los Andes del Norte como un collage de terrenos, cuyo margen continental solamente se estabilizó en el Terciario Inferior o Medio.

ROCAS METAMÓRFICAS DEL ECUADOR

Nomenclatura estratigráfica

Al principio de este proyecto se decidió abandonar la anterior nomenclatura formal lito-estratigráfica para las rocas metamórficas de la Cordillera Real, e.g. los “Grupos” Llanganates, Zamora, Cofanes, Margajitas, Ambuquí y Paute (Baldock, 1982). Parece haber una escasa base científica para el reconocimiento de estas unidades, existiendo poco o nada de información acerca del espesor, edad, sección tipo, techo, base, formaciones que los componen o relaciones estratigráficas. Algunos eran unidades regionales en lugar de litoestratigráficas, como lo indica los cambios en sus nombres a lo largo de la cordillera. Además, el reconocimiento de campo mostró que los grupos consisten en una variedad de litotipos originales, separados, en algunos lugares, por fallas mayores, una de las cuales (Peltetec) está marcada por rocas ofiolíticas.

En lugar de la abandonada nomenclatura, se diferenció al complejo metamórfico en divisiones litotectónicas con rumbo andino, separadas por fallas fundamentales, y formadas por subdivisiones que muestran un grado de coherencia litotectónica. Este sistema se mantuvo como no-litoestratigráfico, informal y objetivo, de manera que pudiese ser corregido a la luz de nuevas edades geocronológicas y paleontológicas, y relaciones de campo. Los sucesivos reportes anuales (1987-1990) ilustran esta evolución. Eventualmente se estableció un marco que forma una base adecuada para la descripción de las rocas metamórficas de la cordillera (Litherland y Aspden, 1990; Aspden y Litherland, 1992).

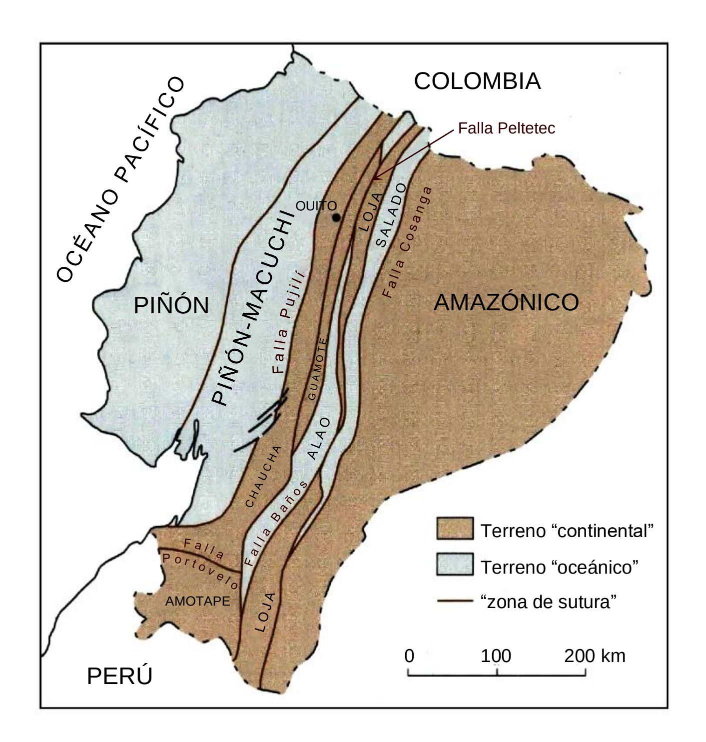


Figura 5. Mapa provisional de terrenos del Ecuador, Litherland y Zamora (1991).

Terrenos metamórficos

Las divisiones litotectónicas mayores de la Cordillera Real satisfacen los requisitos de los *supuestos* terrenos (Coney et al., 1980; Jones et al., 1983) en la medida que muestran homogeneidad interna y continuidad estratigráfica, mientras que los límites entre ellos separan distintas secuencias rocosas temporales o físicas. Por tanto, para los propósitos de esta memoria, las rocas de la Cordillera Real serán descritas por su edad y terreno metamórfico (Figura 5), mientras que aquellas del geotectonicamente aislado complejo metamórfico El Oro, mapeado en gran detalle, se las coloca en un capítulo separado. En el capítulo 8, se presentan modelos de la naturaleza y acreción de los terrenos. Es notable que ciertos límites de terrenos (Figura 5) siguen límites geomorfológicos fundamentales (Figura 1).

La Tabla 2 resume la historia geológica de las rocas metamórficas del Ecuador relacionada con importantes fases de mineralización. Ésta introduce algo de la terminología usada en los siguientes capítulos y anticipa algunas de las principales conclusiones.

Tabla 2. Resumen de la historia geológica

ERA / PERIODO	UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS	MARCO GEOTECTÓNICO	MINERALIZACIÓN
Cenozoico Superior	Arco magmático continental	Subducción de la placa de Nazca; levantamiento	Placeres de **Au**; pórfidos/epitermales de **Au-polimetálicos**
Cenozoico Inferior	Arco magmático; sedimentos de trasarco	Subducción; acreción del terreno Piñón	**Au-polimetálicos** relacionados a granodiorita; **Metales del grupo del platino** en el complejo máfico Tampanchi; Paleoplaceres de **Au**
Cretácico Superior	Unidades Tena, Yunguilla y Alamor; plutones	Subducción; levantamiento; destechamiento	Paleoplaceres de **Au**
Cretácico Inferior	Ofiolitas	Evento acrecionario tectonometamórfico de corrimiento/transpresión Peltetec-Palenque	**Au** en vetas de cuarzo mesotermales de zonas de cizalla; **polimetálicos** en klippen de skarn
Jurásico Superior	Terrenos Alao y Salado; Unidad Palenque, Unidad Misahuallí	Arco de islas; cuenca marginal; prisma de acreción; arco continental respectivamente	Sulfuros masivos primarios **(polimetálicos)**
Jurásico Inferior	Cadenas plutónicas Zamora y Azafrán	Arco magmático tipo I	**Au** en skarns (Nambija), pórfidos y epitermales de **Au-polimetálicos**
Triásico	Granitos tipo-S Tres Lagunas-Moromoro	Evento tectonometamórfico Tres Lagunas-Moromoro: zona mayor de cizalla	**Sn-W** en granitos tipo-S; **Au-Sb** en vetas de cuarzo alojadas en zonas de cizalla.
Paleozoico	Sedimentos premetamórficos de los terrenos Loja, Amotape y Chaucha y el cratón amazónico	? Cuencas intracontinentales	

TRES

Cordillera Real: Rocas del Precámbrico, Paleozoico y Triásico

CRATÓN AMAZÓNICO

Durante el Paleozoico y Triásico, el cratón amazónico precámbrico fue el sitio de deposición de las Formaciones Pumbuiza, Macuma y de la unidad Piuntza. Esta región de deposición no experimentó eventos orogénicos subsecuentes y, por tanto, contrasta con los terrenos metamórficos paleozoicos/triásicos de Loja y El Oro más hacia el Oeste. La unidad metamórfica Isimanchi está incluida en este grupo, debido a que está asociada con el batolito jurásico no-deformado Zamora, parte del cratón amazónico desde el Jurásico.

Basamento precámbrico

Las secuencias fanerozoicas del cratón amazónico están subyacidas por un basamento del complejo metamórfico no-expuesto (Baldock, 1982), registrado en varias perforaciones; muestras del pozo Tapi fueron datadas por Rb-Sr (un punto) en alrededor de 1600 Ma (comunicación oral, F. Ramírez).

Dentro del batolito jurásico Zamora (p.26) existen grandes “balsas” (*rafts*) de gneis migmatítico más antiguo (comunicación oral, David Coochey), la más larga de ellas se muestra en el mapa acompañante y está indicada como precámbrica. No parecen ser bloques de las migmatitas triásicas de Sabanilla, puesto que las rocas triásicas de la unidad Piuntza, que no tienen historia de tectono-metamorfismo regional, también se encuentran como balsas en el mismo batolito.

Formación Pumbuiza (Paleozoico)

Esta unidad (llamada por K. T. Goldschmid de Shell Co., en 1940), que consiste en pizarras grises a negras, muy plegadas, con areniscas cuarzosas de grano fino, aflora en la parte Norte de las Montañas Cutucú (Tschopp, 1953) hacia el Este del mapa acompañante. También puede estar presente en el núcleo del anticlinal del Levantamiento Cutucú del Río Santiago (comunicación oral, F. Ramírez). No se considera que está presente dentro de la (ya no usada) Formación Margajitas, a lo largo del cinturón Subandino de la Cordillera Real, como lo sugirió Tschopp (1953). La unidad, generalmente asociada al Devónico, es suprayacida en discontinuidad estratigráfica por la Formación Macuma del Carbonífero Superior.

Formación Macuma (Carbonífero)

La Formación Macuma (llamada así por J. J. Dozy de Shell Co., en 1940) comprende 200m de espesor de calizas bioclásticas azul-grises y lutitas negras, suprayacidas por alrededor de 1250m de calizas y lutitas de acantilado (*cliff-forming*), de color blanco a gris oscuro (Tschopp, 1953). La gradación desde calizas arenosas hacia areniscas café-verdosas es común en ambas unidades. La paleontología indica rocas del Pensilvaniense Inferior, con la posibilidad de que las capas más superiores sean del Pérmico (Tschopp, 1953).

La Formación aflora en los núcleos de los anticlinales mayores donde está asociada con la Formación Pumbuiza. También puede ocurrir en la forma de la unidad Isimanchi (ver abajo). Estudios sísmicos en el Oriente (Bankwill et al., 1991) indican que las calizas Macuma están contenidas principalmente en semi-grabens limitados por fallas.

Unidad Isimanchi (?Carbonífero)

Ésta es una nueva unidad que consiste en filitas de grado-bajo y mármoles, fue observada alrededor del pueblo de Isimanchi en el extremo Sur de la cordillera y más al Norte en una ruta al Este de Valladolid hacia Porvenir. Aunque su grado metamórfico es similar al de la unidad Chigüinda (p.15), las litologías son significativamente distintas. La unidad Isimanchi forma un cinturón que se adelgaza hacia el Norte, está sobrecorrida en el Oeste por las migmatitas Sabanilla y limitada al Este por el batolito jurásico no-deformado Zamora, a lo largo de este contacto las rocas de la unidad Isimanchi están intensamente silicificadas y hornfelizadas.

Un análisis paleontológico de muestras de mármol del Este de Valladolid (British Geological Survey, 1989) indica restos de peces que se asemejan a formas del Carbonífero a Triásico Tardío, y un posible elemento de conodonto, el cual, de confirmarse, implicaría una edad pre-jurásica.

La unidad consiste en filitas negras y verdes, tobas blanquecinas metamorfizadas y brechas volcánicas, y mármoles. Los últimos son azules a blanquecinos y forman una serie de espectaculares colinas, algunas de las cuales han desarrollado un típico escenario kárstico. Los buzamientos de la estratificación/el clivaje son generalmente empinados, pero cerca de las migmatitas Sabanilla el clivaje es suave y buza hacia el Oeste. El espesor de la unidad es desconocido.

Al Este de aquel cinturón principal, “esquistos” similares han sido reportados como grandes balsas en el batolito Zamora (comunicación oral, P. Jeffcock), y estos se muestran como la unidad Isimanchi en el mapa acompañante. En algunos lugares se ha reportado que los esquistos son suprayacidos, en discontinuidad estratigráfica, por la unidad triásica Piuntza.

La información de arriba indica una secuencia del pre-Jurásico, posiblemente del Carbonífero. Esto y la presencia de horizontes de mármol sugerirían una correlación con la Formación Macuma hacia el Este. Sin embargo, el componente volcánico y la sobreimpresión tectono-metamórfica está ausente en el Cerro Macuma.

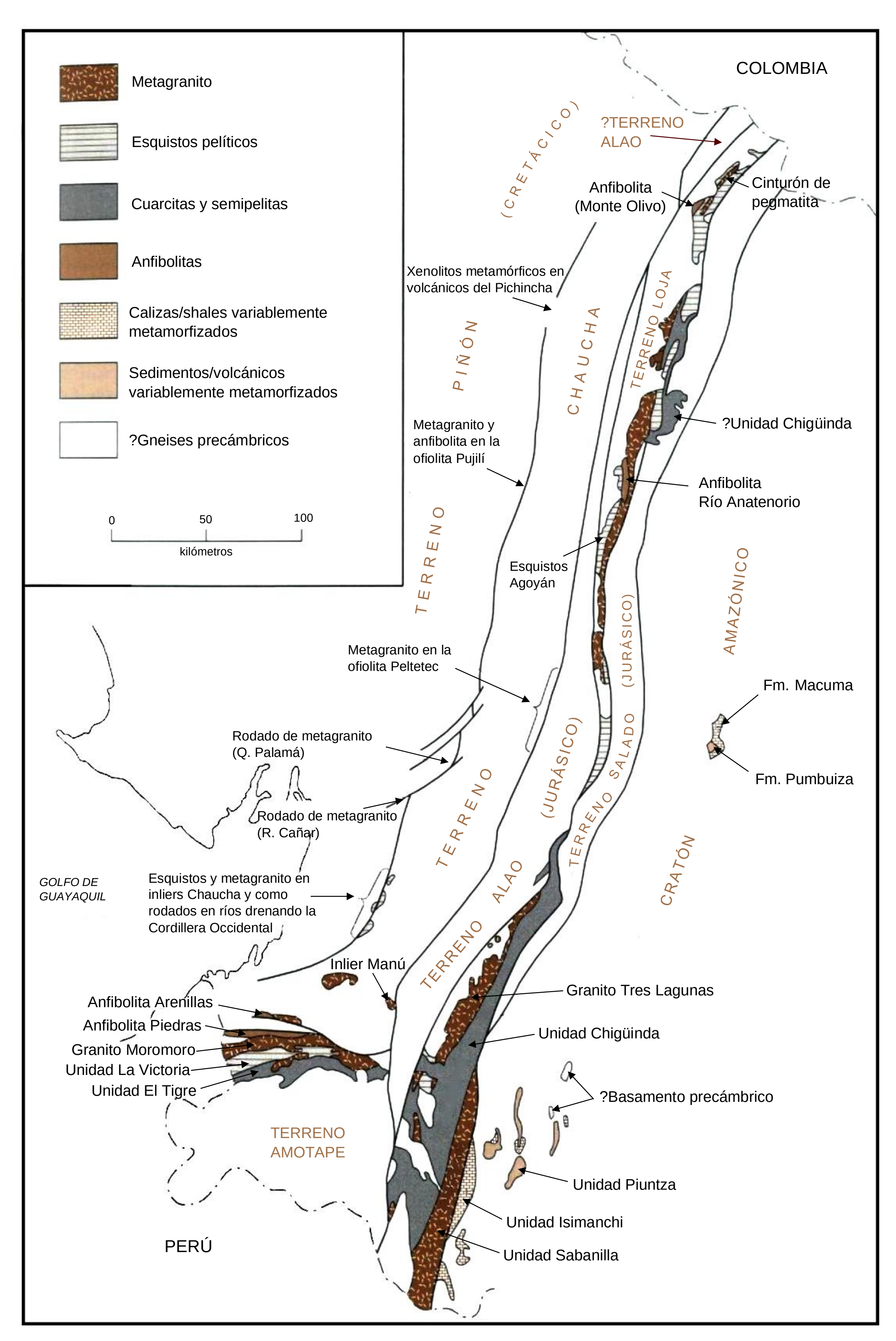
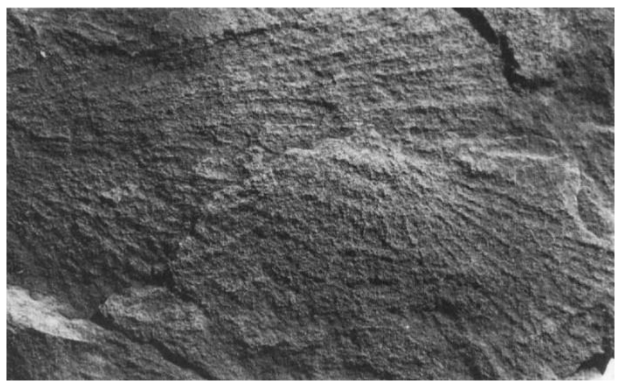


Figura 6. Rocas y terrenos del Precámbrico, Paleozoico y Triásico, del Ecuador.



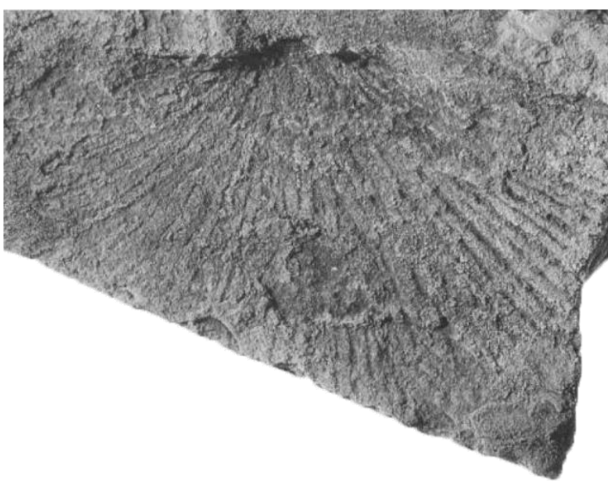


Lámina 2. Fósiles del Triásico: el bivalvo? *Entomonotis richmondiana* (Zittel) del Río Timbara, (×1), espécimen del BGS No. FOR 4822.

Unidad Piuntza (Triásico)

La unidad Piuntza es la primera unidad estratigráfica del Triásico que se ha reconocido que aflora en el Ecuador. Se encuentra como rocas volcano-sedimentarias de bajo buzamiento, que yacen entre los límites del batolito jurásico Zamora, cuyo metamorfismo de contacto produjo los skarns de hierro auríferos de las áreas mineras de Nambija, Piuntza y María Elena. Suprayace, en discontinuidad estratigráfica, a la unidad Isimanchi (comunicación oral, P. Jeffcock).

La identificación de esta unidad en el mapa acompañante está basada principalmente en los reportes y mapas de compañías mineras; en algunas áreas es difícil diferenciar la unidad Piuntza de la unidad volcánica Misahuallí del Jurásico, la cual es considerada como contemporánea del batolito. La unidad Piuntza se muestra aflorante en los interfluvios, con las rocas plutónicas formando el piso de los valles, lo que sugiere la forma de un techo erosionado del batolito. La común presencia de rocas skarn a lo largo de las crestas podría estar relacionada a la gran resistencia a la erosión, en comparación con la del protolito no-metamorfizado.

Los fósiles bivalvos (Lámina 2) de una secuencia de limolitas calcáreas grises parcialmente skarnificadas del Río Timbara cerca de Piuntza, y de la zona de Guaysimi cerca de Nambija, fueron identificados por el proyecto como ‘todos *Halobia*, *Daonella* o *Entomonotis* y por tanto son del Triásico Medio tardío-Superior. Se asemejan más a *Entomonotis richmondiana* (Zittel), por tanto, posiblemente, son del Noriense’ (Ivimey-Cook y Morris, 1989). Esta identificación confirmó la presencia de rocas triásicas en el Ecuador y proporcionó la localidad tipo para esta secuencia.

El Sr. M. Turner, de Zamora, tiene en su colección mineral una muestra de skarn aurífero con una impresión de fósil (Lámina 5b), que fue reportada como obtenida de la mina Guaysimi Alto, al Sur de Nambija en el principal cinturón de skarn. Este bivalvo fue identificado como *Costatoria* sp. del Triásico Medio-Superior (Woods y Morris, 1992), lo que confirma la edad y la extensión regional de la unidad Piuntza, así también identifica el protolito del skarn; algunos consideraban que eran las calizas de las Formaciones Macuma, Santiago, o Napo (Tschopp, 1953).

La litología de la Piuntza consiste en calizas, una variedad de lutitas calcáreas y areniscas, tobas de grano fino, y flujos volcánicos y brechas de composición andesita-dacita; el espesor en el sector de Campanilla/Nambija es de un mínimo de 300m (comunicación oral, A. Warden). Se ha sugerido (comunicación oral, D. Coochey) que dentro del cinturón de Nambija la fracción volcánica se incrementa hacia el Norte y la fracción de mármol hacia el Sur. Aunque las rocas están fuertemente skarnificadas, no existe signo de una impresión tectono-metamórfica regional.

La unidad Piuntza es una secuencia volcano-sedimentaria continental/marina. No se encuentra en el contacto estratigráfico entre las Formaciones Macuma y Santiago en el extremo Norte del Ecuador, lo que sugeriría una cuenca restringida, quizá relacionada al área del batolito de Zamora. Esta cuenca podría ser la fuente del oro, concentrado posteriormente en los depósitos de skarn del Jurásico. En este contexto es interesante notar la aparente mutua exclusividad de la unidad Piuntza y la Formación Santiago (ver p.22), sin evidencia de la última encima del batolito. Más al Este, esporas triásicas han sido encontradas en muestras de perforaciones de las capas-rojas de la ‘Formación Sacha’ (Bankwill et al., 1991), correlacionadas tentativamente con el Grupo Mitu permo-triásico del Perú.

Parecería que la unidad Piuntza tiene muchas similitudes con otras cuencas sedimentarias triásicas en Sudamérica, las cuales han sido interpretadas como cuencas de rift (Suárez y Bell, 1992). Sin embargo, se debe señalar que, mientras la unidad Piuntza es en esencia no-deformada y ‘cratónica’, las migmatitas de alto grado de edad similar triásica superior afloran sólo a unos pocos kilómetros al Oeste, en la forma del complejo Sabanilla que es parte del conjunto del granito Tres Lagunas (p.19). Esto indica la naturaleza fundamental de la intermedia falla Palanda.

TERRENO LOJA

Esta división litotectónica metamórfica lleva el nombre de la ciudad de Loja (región sobre la cual alcanza su ancho máximo, 35km) y abarca la mayor parte de la Cordillera Real. Está definida por la cercana asociación de las rocas sedimentarias semipelíticas metamorfizadas de las unidades paleozoicas Chigüinda y Agoyán con el granito triásico Tres Lagunas de ‘cuarzo azul’. En el terreno también se incluye a las migmatitas Sabanilla y anfibolitas. El límite occidental del terreno Loja es la falla Baños frente al terreno metamórfico Alao de edad jurásica. En el Este existen contactos tectónicos con el terreno metamórfico Salado del Jurásico y con el cratón amazónico sobre el cual, las rocas paleozoicas no han sido metamorfizadas. El terreno Loja forma la ‘columna’ topográfica de la Cordillera Real y es continua a lo largo de ella, excepto en la sección del Río Paute.

Unidad Chigüinda (Paleozoico)

Esta unidad domina la geología del Sur de la Cordillera Real y las secciones de carretera a través de ella: Cuenca-Limón, Catamayo-Loja-Zamora, Loja-Zumba, y Sigsig-Chigüinda; el último asentamiento da el nombre a esta unidad. Forma parte de la Serie indiferenciada Zamora de Kennerley (1973).

La unidad Chigüinda consiste esencialmente en cuarcitas y filitas negras como una secuencia semipelítica. En el Sur de la cordillera forma un cinturón de rocas de hasta 30km de ancho, adelgazándose hacia el Norte, limitado al Oeste por los metagranitos de Tres Lagunas, y hacia el Este por las migmatitas de Sabanilla y los esquistos Upano. Los contactos son tectónicos. En el Norte de la cordillera sobre el Complejo de napas Cuyuja, rocas semipelíticas similares han sido mapeadas como unidad Chigüinda. Un rasgo particular de la unidad es su cercana asociación con los granitos Tres Lagunas.

Kennerley (1973) consideró estas rocas como paleozoicas, en vista de su continuidad con las secuencias peruanas que son suprayacidas en discontinuidad estratigráfica por el Grupo permo-triásico Mitu. Las rocas metamórficas del Macizo de Olmos, del Perú septentrional, comprenden secuencias precámbricas y paleozoicas poco estudiadas (Cobbing et al., 1981), de éstas se ha reportado fauna ordovícica-silúrica (Mourier, 1988). Durante la presente investigación las filitas y pizarras de bajo-grado fueron muestreadas de acuerdo con una base regional para el análisis palinológico. Dos muestras recolectadas de la carretera Loja-Zamora (**7126-95605** y **7132-95610**) contienen un pequeño número de mioesporas pobremente preservadas de un tipo de organización que diagnósticamente sólo sugiere una edad post-silúrica (Owens, 1992). Teniendo en cuenta lo anterior, y la asociación con el granito triásico Tres Lagunas, se indica la edad de la unidad Chigüinda como del Devónica a Pérmica.

Muestras de filitas de bajo-grado del Río Ingenio, 4km al Oeste de San José de Yacuambí, contienen el polen del Jurásico Temprano-Cretácico *Perinopollenites elatoides* (Riding, 1989b). En lugar de sugerir esta edad más joven para la unidad Chigüinda, se piensa que seguramente estas rocas pertenecen a la unidad jurásica Upano del terreno Salado, la cual es difícil de distinguir litológicamente sin su componente volcánico. La unidad, por tanto, excluye estas rocas.

La unidad Chigüinda consiste en una secuencia monótona de cuarcitas generalmente impuras, de grano fino a medio, metalimolitas, esquistos grafíticos, filitas, pizarras y raras metagreywackes; el espesor es desconocido, pero debe ser kilométrico. Existe una total ausencia de rocas verdosas de afinidad metavolcánica, y, al Este de Cuenca tales rocas en asociación ?tectónica han sido asignadas a las unidades adyacentes Alao-Paute, El Pan o Upano, de edad jurásica.

Las rocas están recristalizadas y no se observó estructuras sedimentarias. Los minerales metamórficos son generalmente de bajo-grado e incluyen una ubicua sericita y clorita, con biotita y granate que particularmente resaltan en un sector de ‘esquistosidad’ horizontal, a lo largo de la vía Gualaceo-Limón. Se ha observado cloritoide y estilpnomelana, se detectó estaurolita en una muestra de la vía Catamayo-Loja.

La estratificación y el clivaje primario son, generalmente, subparalelos, con buzamiento empinado y con rumbo andino, con evidencia de más de una fase de deformación. Algunos sectores, particularmente las napas Cuyuja en el Norte, y cerca de la divisoria de aguas a lo largo de la carretera Gualaceo-Limón, exhiben ‘cinturones planos’ de clivaje.

La unidad Chigüinda es una gruesa secuencia derivada de una fuente continental, probablemente en una cuenca intracratónica o en un margen pasivo. En términos de edad y litologías pre-metamórficas, la unidad es similar a las rocas devónicas y carboníferas de la depresión Perú-Bolivia más hacia el Sur (Laubacher y Megard, 1985).

Unidad Agoyán (?Paleozoico)

Esta unidad de esquistos pelíticos y paragneis aflora principalmente en el Norte de la cordillera; en el Sur existen pequeñas ocurrencias al Norte de Loja. Los afloramientos más accesibles se encuentran a lo largo de la vía al Este del túnel de Agoyán cerca de Baños, donde Sauer (1965) hizo las primeras descripciones petrológicas, y de donde toma el nombre la unidad; otros se encuentran cerca de Monte Olivo y Papallacta.

El patrón de afloramiento general de esta unidad es más estrecho que el de la Chigüinda, y más afectado por plegamiento y fallamiento; los contactos con las unidades adyacentes son considerados como tectónicos y el espesor total es desconocido. La unidad está muy relacionada con el granito Tres Lagunas y esencialmente reemplaza a la unidad Chigüinda en el Norte de la cordillera. En ciertas localidades, la presencia de delgadas rebanadas del granito Tres Lagunas en los esquistos Agoyán fueron usadas para distinguir estos esquistos de los similares esquistos pelíticos de la unidad Upano. Al igual que en la unidad Chigüinda, las rocas verdosas meta-ígneas son raras; aquellas que se reportan son descritas bajo las anfibolitas Monte Olivo.

El grado metamórfico de estas rocas es muy alto para la preservación de fósiles, se ha intentado datarlas con geocronología por K-Ar. Éstas han señalado edades de 417Ma (Evernden, 1961) y 57 ± 2 Ma (Herbert y Pichler, 1983). Edades de moscovita determinadas por Rundle (1988) y Harrison (1990) son cretácicas tardías, mientras que las de biotita (de Papallacta) son precámbricas (p. 119), pero debido a que los minerales metamórficos probablemente tienen la misma edad, las edades más jóvenes se deberían a la liberación de argón (reseteo de la edad) (p. 62) y las más antiguas se deberían a un enriquecimiento local de argón radiogénico. La verdadera edad deposicional de la unidad Agoyán es probablemente paleozoica, similar a la Chigüinda.

Litologías típicas son esquistos de grano medio con granate-moscovita y gneises de grano grueso. Los últimos tienen cristales de granate de más de 1cm de tamaño en la localidad tipo cerca del túnel de Agoyán, y alcanzan más de 2cm en Monte Olivo. En la mayor parte de áreas, los esquistos y los gneises están bien mezclados, pero sobre el sector de Monte Olivo se los puede mapear como discretas divisiones separadas por un cinturón pegmatítico. Al Este de Papallacta, bloques de gneis en el Río Chalpi contienen pequeñas vetas de granitoide: evidencia de una incipiente migmatización.

Esquistos grafíticos negros podrían estar presentes, y al Oeste de la anfibolita Monte Olivo existe un cinturón de metapsamitas feldespáticas. También hay ortocuarcitas delgadas y de grano fino, cuarcitas con granate y esquistos cuarzosos. Ciertas secuencias son esencialmente semipelíticas, aunque, en una amplia área la fracción de cuarcita nunca alcanza a aquella encontrada en la unidad Chigüinda. También pudo haberse desarrollado biotita, albita, clorita y cloritoide, y la cianita ha sido observada en las vetas asociadas. En el Sur de la cordillera, cerca de Masaca, la unidad está representada por esquistos biotíticos ricos en cuarzo. Las rocas tienen un buzamiento empinado invariable, con esquistosidad como superficie planar primaria y con estratificación sólo donde las cuarcitas o los horizontes grafíticos están presentes.

La unidad Agoyán es más pelítica y, por tanto, en un sentido estricto, no es el equivalente de alto-grado de las semipelitas Chigüinda. Sin embargo, no existe evidencia para indicar que no se formaron dentro de la misma cuenca.

Anfibolitas Monte Olivo (?Paleozoico)

Este término incluye a todas las anfibolitas encontradas en el terreno Loja, desde los cinturones mayores (de hasta 2km de ancho) en Monte Olivo y Río Anatenorio, hasta los pequeños diques y lentes. Tales rocas se encuentran asociadas con las cuatro unidades mayores del terreno Loja: Chigüinda, Agoyán, Tres Lagunas y Sabanilla, y, donde no están fuertemente tectonizadas, los contactos pueden ser identificados como discordantes o concordantes.

Edades K-Ar en hornblendas de un dique de anfibolita cerca de Papallacta, el cual tiene texturas ígneas relictas (p. 119) (Rundle, 1988) son del Devónico Superior (363 ± 9 Ma y 371 ± 10 Ma), mientras que edades de una adyacente anfibolita (más metamorfizada) con granate, son del Carbonífero (306 ± 10 Ma y 342 ± 23 Ma) (Harrison, 1990). Es posible que esto indique la edad de intrusión o anfibolitización.

Respecto a dos principales afloramientos, aquel de Monte Olivo parece representar una formación estratigráfica entre metapsamitas y esquistos pelíticos con un bien-expuesto contacto concordante o transicional con las primeras. Las litologías están dominadas por esquistos anfibolíticos de afinidad máfica metabasáltica con ensamblajes de hornblenda-cuarzo-calcita-epidota-biotita. Están presentes gneises de grano fino a grueso, con segregaciones cuarzo-feldespáticas, asociados en algunos lugares, con cuarcitas verdes-grises de grano fino. En contraste, los afloramientos del Río Anatenorio muestran anfibolitas de granate masivas, de grano fino a medio con márgenes esquistosos frente a los esquistos Agoyán; las bandas más pequeñas son completamente esquistosas.

Muchos afloramientos son muy pequeños para mostrarlos en el mapa acompañante. En algunos casos tales anfibolitas exhiben relaciones discordantes (intrusivas) *vis-á-vis* con el capeamiento composicional original de los esquistos, pero están afectados por una esquistosidad en común. Muchos también muestran texturas doleríticas relictas, e.g. Papallacta. Bajo la represa de Agoyán, en el Río Pastaza, grandes afloramientos y bloques del metagranito Tres Lagunas contienen diques de anfibolita perturbados con marcados contactos intrusivos, cuyos márgenes están ligeramente foliados por la fábrica tectónica en el granito, lo que indica un emplazamiento plutónico-tardío, sintectónico (Lámina 13). A la distancia parece que este dique corta el granito aguas-abajo a través del frente de la cascada Agoyán (El tramo del Río Pastaza bajo la represa, incluyendo la cascada Agoyán, está ahora sobrepasado por el túnel hidro-eléctrico, el que esencialmente está seco).

Las anfibolitas Monte Olivo representan una fase de diques máficos, los cuales cortan, o son concordantes con los sedimentos premetamórficos Agoyán y Chigüinda; en Monte Olivo, un sill intrusivo original, o lavas basálticas están presentes. Sin embargo, las edades K-Ar del Devónico y Carbonífero de estos diques en Papallacta podrían indicar una fase post-sedimentaria/pre-metamórfica de intrusión, más antigua que los diques anfibolíticos perturbados dentro del granito Tres Lagunas del Triásico Superior.

Granito Tres Lagunas (Triásico Superior)

Ésta, correspondiente al granito de ‘cuarzo azul’, es la principal unidad ígnea del terreno Loja (Aspden et al., 1992b). Se encuentra asociada con las rocas metasedimentarias de Chigüinda y Agoyán, por toda la Cordillera Real, desde dimensiones batolíticas hasta como lentes tectónicos aislados de unos pocos centímetros de ancho. El granito ha sido previamente reconocido en Papallacta (Colony y Sinclair, 1932), Sigsig (Harrington, 1957) y Tres Lagunas (Kennerley, 1973), y el presente estudio ha unido estas ocurrencias en un cinturón semicontinuo. La unidad toma el nombre del área Tres Lagunas, al Este de Saraguro, donde alcanza proporciones batolíticas, 100km de largo y más de 10km de ancho. Afloramientos accesibles se encuentran en la Mina Peggy cerca de Sigsig; bajo la represa Agoyán cerca de Baños; y alrededor del área de la cuenca de Malacatus.

Aunque la mayor parte del granito se encuentra dentro del terreno Loja, delgados lentes tectónicos (no más de un metro de ancho) han sido identificados en la mélange ofiolítica Peltetec (p. 45), en las napas de Cuyuja, y también fueron reportados en el terreno Alao (comunicación oral, M. Mora). El granito también está como xenolito dentro del plutón terciario Alao, el cual corta el terreno Alao (Figura 16). Aunque estas ocurrencias afuera del terreno Loja sean pequeñas, son importantes en cualquier modelo tectónico de la cordillera.

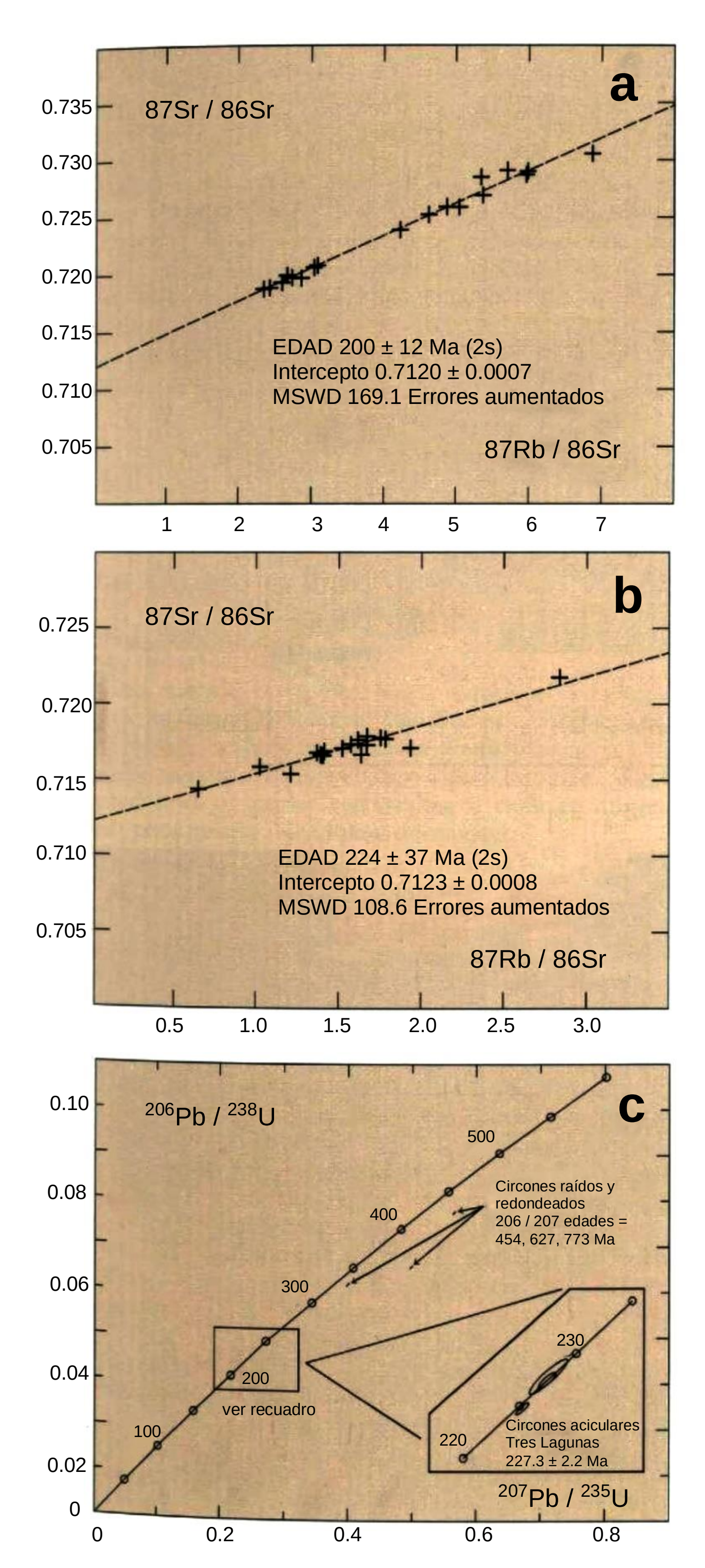


Figura 7. Diagramas geocronológicos para el granito Tres Lagunas y la Unidad Sabanilla.

(a) Diagrama Rb-Sr de 19 muestras del granito Tres Lagunas de los sectores Tres Lagunas y Malacatus; **(b)** Diagrama Rb-Sr de 18 muestras de la migmatita Sabanilla; **(c)** Diagrama concordia U-Pb del granito Tres Lagunas. La edad de cristalización 227.3±2.2 Ma es definida por el análisis de circones aciculares. Circones raídos y redondeados han heredado edades tan antiguas como del Proterozoico Superior.

Anteriores dataciones K-Ar atribuidas a esta unidad son de 173 ± 4 Ma y 78 ± 1 Ma (Kennerley, 1980) y 60 ± 2 Ma (Herbert y Pichler, 1983). El programa de datación del Proyecto se ha concentrado mucho en esta unidad. 14 edades por K-Ar (p.119) dan un rango de 60-100 Ma, el cual, aunque es interesante en términos de eventos de reseteo, fue considerado como muy joven. Datos combinados Rb-Sr de roca total (17 puntos) produjeron una errorcrona de edad de 200 ± 12 Ma (MSWD = 169; Ri = 0.712) (Figura 7a) (Harrison, 1990). El análisis Sm-Nd en granates entregan una poco definida isócrona de 257 ± 125 Ma (Harrison, 1990). Finalmente, la edad de intrusión fue determinada con más precisión en 227.3 ± 2.2 Ma usando un análisis de isótopos de plomo de circones, y basada en un punto concordante de circones aciculares de buena calidad. (Figura 7c) (comunicación escrita, S. Noble). Granos de circones redondeados de la misma muestra señalan edades más antiguas heredadas, probablemente derivadas de los sedimentos de Chigüinda.

La apariencia del granito en el campo varía desde masivo hasta cizallado y esquistoso (Lámina 3). En áreas relativamente no-deformadas, y donde texturas ígneas primarias están esencialmente preservadas, el granito es de grano medio a grueso y tiene megacristales de feldespato potásico, gris-ahumado, con longitudes de hasta 14cm. Muchas muestras también contienen cristales de cuarzo color azul-pálido brillante, junto a otros incoloros; este es el rasgo diagnóstico del granito en el campo. El origen de esta coloración es incierto, pero podría estar relacionado a los efectos de una deformación interna en cada cristal. En la región, la moda del cuarzo es de 35-59 por ciento, y del feldespato-K de 1-13 por ciento. La plagioclasa (albita-oligoclasa) (13-41 por ciento de moda) es color crema y podría estar incluida en, o rodeada por feldespato alcalino; existen sobrecrecimientos rapakivi. El mineral máfico mayor es la biotita (9-18 por ciento de moda), la cual es típicamente de un color zorro-rojizo en lámina delgada; no se ha observado hornblenda. Las rocas son monzogranitos y granodioritas de acuerdo con Streckeisen (1976) (Figura 8); no se observaron otras asociaciones más máficas, e.g. dioritas.

El granate es un mineral accesorio común que alcanza el 30 por ciento de moda a lo largo del cinturón mapeable de granito granatífero, entre Papallacta y Oyacachi. Aquí, las texturas originales del granito han sido destruidas, a excepción de las formas irregulares, re-encajantes de cristales de granate rosado (Fortey, 1990). Se ha registrado cordierita, pero es rara. La moscovita es común (1-9 por ciento de moda) pero la mayoría de veces está subordinada a la biotita, a la que generalmente remplaza. Otras paragénesis de minerales incluyen la formación de epidota; sericita/zoisita por alteración de feldespatos; recristalización y/o cloritización de biotita; y el crecimiento de turmalina.

Los contactos con las unidades rocosas adyacentes de Agoyán y Chigüinda son vistos o inferidos como tectónicos; aún no se ha visto algún contacto intrusivo. Sin embargo, xenolitos de esquisto-verde, cuarcita, semipelita y fases de aplita han sido registrados, pero son raros. Arriba de la cascada Agoyán, dentro de bloques de río, una fase pregranítica de plegamiento está presente en un pequeño xenolito semipelítico, parcialmente asimilado. En los mismos bloques existen diques de anfibolita perturbados (p.53). Largos xenocristales de cuarzo, de hasta 5cm de longitud, son comunes en el área de Malacatus.

a



b



Lámina 3. Granitos Tres Lagunas.

(a) Granito débilmente metamorfizado con su característico cuarzo azul.

(b) Granito Tres Lagunas como augen gneis milonítico, cortado por una pegmatita post-tectónica.

El granito muestra permanente evidencia de deformación, metamorfismo y recristalización; desde una incipiente alteración en rocas masivas con texturas ígneas preservadas, hasta la formación de granitos gnéisicos y miloníticos, y augen gneises (Láminas 3 y 14). Tales texturas miloníticas fueron anteriormente reportadas en Papallacta (Colony y Sinclair, 1932) y en Tres Lagunas (Kennerley, 1973). La foliación tectónica tiene generalmente un buzamiento abrupto, pero también forma “cinturones planos” dentro de las envolventes unidades Chigüinda o Agoyán. Los tipos de rocas comunes son granito foliado o esquistoso, gneis biotítico o augen gneis, el cual contiene augens de hasta 4 cm de diámetro de feldespato alcalino azul-gris + cuarzo; en estas rocas también podría estar presente el cuarzo azul. El granito puede ser rastreado a lo largo del rumbo hacia zonas de alta-deformación, en donde la textura ígnea del protolito es progresivamente destruida. En particular, el tamaño de grano es mecánicamente reducido por un incremento en la cantidad de milimétricas, *diastomisantes* microcizallas; el típico producto final de este proceso es una roca esquistosa de tipo milonita S-C, de grano fino, color pálido, con micro-augens, (Lister y Snoke, 1984).

En estas rocas, la progresiva deformación cataclástica ha sido documentada petrográficamente por Dangerfield (1988) en la forma de las siguientes etapas:

1. Algo de cuarzo recristalizado en mosaico; plagioclasa sericitizada y alterándose a zoisita.

2. Considerable desarrollo de cuarzo recristalizado en mosaico; biotita raída y con márgenes recristalizados, su clivaje está distorsionado.

3. Cuarzo en mosaico completo; el clivaje de la mica está distorsionado, algo de recristalización; el maclado lamelar de los feldespatos está plegado o fracturado; se desarrollan folios no-penetrativos de mica.

4. Se forman láminas bien-desarrolladas de cuarzo en mosaico; la mica es perturbada y/o parcialmente recristalizada; se forman augens definidos; se desarrollan folios penetrantes de mica.

5. Se desarrollan láminas continuas de cuarzo; los folios de mica están completos; augen bien-formado, comúnmente con sombras de presión; esquistosidad completamente desarrollada.

Las pegmatitas están asociadas con el granito y, en la mayoría de casos, cortan la fábrica milonítica (Figura 3b). Contienen vetas de cuarzo-feldespato-moscovita-turmalina, con esferas y vetas de cuarzo-turmalina. No se ha identificado verdaderos greisens, pero la presencia de topacio en la fracción de minerales pesados del Río Sangurima, cerca de Chigüinda, podría indicar su proximidad. En el extremo Norte, el cinturón de pegmatita Monte Olivo es una unidad concordante, de hasta 2km de espesor, de pegmatita masiva o esquisto pegmatizado, el cual sigue el contacto local de esquisto/paragneis de la unidad Agoyán. Existen megacristales de pertita, moscovita, turmalina, titanita y zoisita verde, también se ha registrado dumortierita (Fortey, 1990). En esta área existe evidencia de que procesos tectónicos han destruido parcialmente las texturas de la pegmatita.

GEOQUÍMICA

Los datos analíticos están en las páginas 140-143 y en la Figura 8, junto con los datos de la unidad Sabanilla, los granitos Moromoro y los granitoides Zamora.

Con base en los valores normativos CIPW, casi todas las muestras del granito Tres Lagunas de Valladolid, Malacatus, Peggy, Saraguro y Baños, se grafican en la parte rica en cuarzo del campo del monzogranito, en el diagrama ternario QAP (Figura 8a). Los mismos granitos se grafican en el campo de granitos de arco volcánico en el diagrama de Rb vs. Y+Nb (Pearce et al., 1984) (Figura 8b), pero están algo enriquecidos y caen cerca del límite con los granitos intraplaca.

Comparados con los granitoides Zamora, los granitos Tres Lagunas están enriquecidos en varios elementos y, empobrecidos en Na_2O de acuerdo con los diagramas de variación respecto al SiO_2 (Aspden et al., 1992b). Mientras que el Th, Ce, Y y Nb aumentan con el incremento de SiO_2 en los granitoides tipo-I Zamora; estos elementos se reducen con el incremento de SiO_2 en los granitos Tres Lagunas, granitos que, por tanto, son un grupo separado y no pudieron haberse formado por fraccionamiento de magmas tipo-I (Aspden et al., 1992b).

En los diagramas K_2O vs. Na_2O y Al/ (Na + K + Ca/2) vs. SiO_2) (Figuras 8c y 8d), los granitos Tres Lagunas caen en el campo tipo-S de Chappell y White (1974). Son peraluminosos (A/NKC > 1.1). Igualmente, en el diagrama ACF (Aspden et al., 1992b), los granitos traspasan la línea de conexión plagioclasa-biotita y se extienden hasta la parte de enriquecimiento en Al del diagrama. También se sugirió un parentesco tipo-S, basado en evidencia petrográfica de Atherton (1987) y en diagramas de resultados analíticos preliminares de Clarke (1989).

La clasificación de Chappell y White (1974) de los granitos tipo-S y tipo-I es muy similar a las series ilmenita-magnetita de Ishihara (1977), en el sentido de que los tipo-S pertenecen a la serie ilmenita, y la mayoría de los tipo-I pertenecen a la serie magnetita. El diagrama Fe_2O_3/FeO vs. SiO_2 (Lehmann y Harmanto, 1990) muestra la separación de los granitos Tres Lagunas y los granitoides Zamora en las series ilmenita y magnetita respectivamente (Figura 8e).

En ciertos diagramas, también se puede observar que los granitos recolectados de los diferentes sectores del afloramiento de Tres Lagunas forman clústers individuales de subgrupos composicionales. Estos subgrupos son visibles en los diagramas que involucran Cr, Ni y SiO_2 como discriminantes (Aspden et al., 1992b) y sugieren una baja uniformidad regional.

En conclusión, los granitos Tres Lagunas pueden ser clasificados como tipo-S y sus relativamente altas razones de $^{87}Sr/^{86}Sr$ también indican un substancial componente cortical en su origen. Este valor, 0.712 (Figura 7a), es mayor que todo el rango de valores Ri de los granitoides Zamora y Azafrán, y es similar a las andesitas modernas corticalmente contaminadas de Colombia (James, 1984). La importancia del descubrimiento de este cinturón regional de granito tipo-S, que en algunos sitios está fuertemente milonitizado, se discute en la página 77.

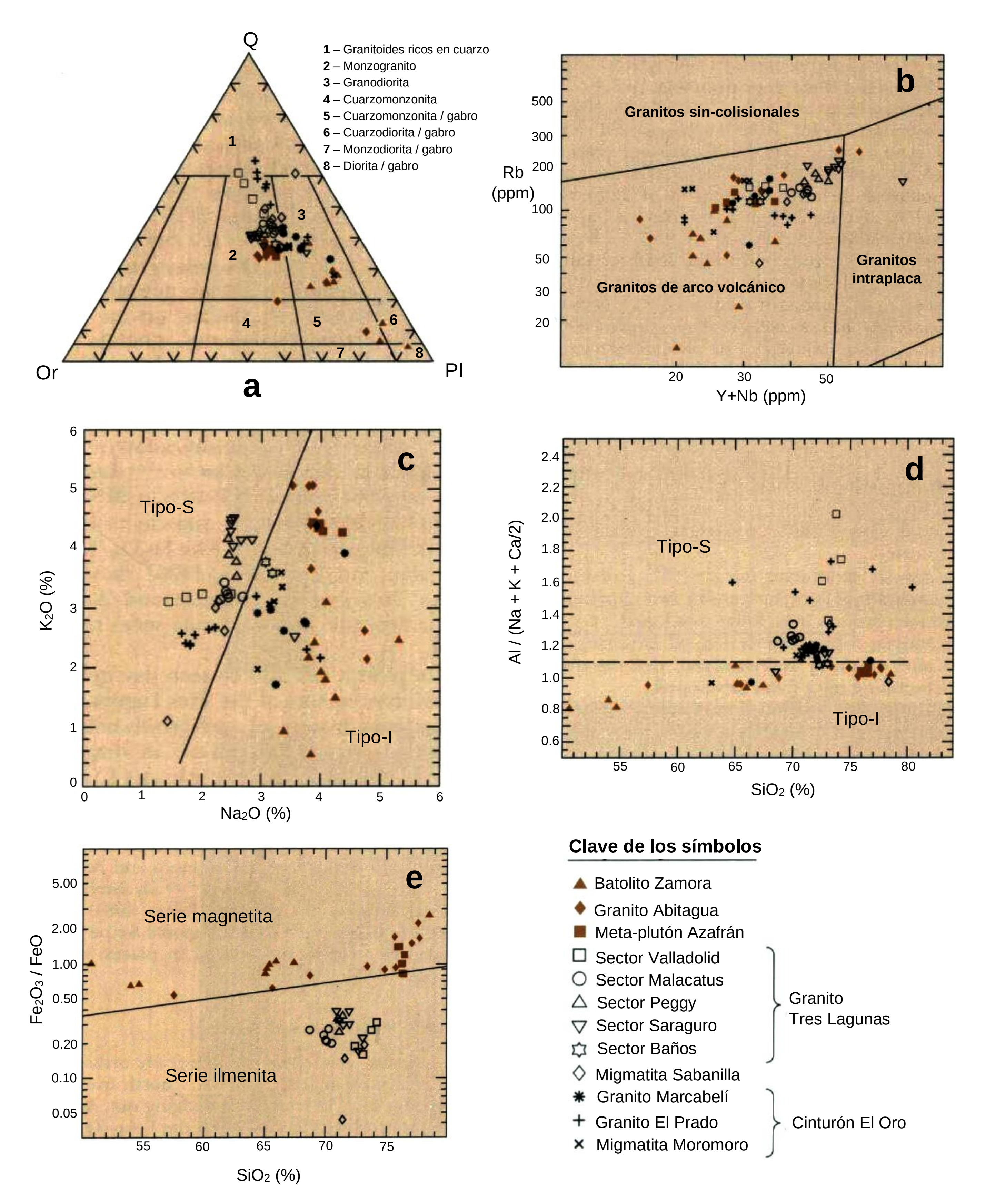


Figura 8. Diagramas geoquímicos para granitoides.

(a) Diagrama ternario QAP para todos los granitoides, de Streckeisen (1976) basado en los valores normativos CIPW (Q = cuarzo; Or = ortoclasa; Pl = anortita+albita); **(b)** granitoides en el diagrama de discriminación Rb vs. Y+Nb de Pearce et al. (1984a); **(c)** diagrama K_2O vs. Na_2O para todos los granitoides; campos tipo-S y tipo-I de Chappell y White (1974); **(d)** índice de aluminosidad vs. SiO_2 para todos los granitoides, campos tipo-S y tipo-I de Chappell y White (1974); **(e)** diagrama Fe_2O_3/FeO vs. SiO_2 para granitoides de la Cordillera Real, campos de Ishihara et al. (1979) y Lehman y Harmanto (1990)

Unidad Sabanilla (Paleozoico y Triásico)

Esta unidad es un conjunto de orto- y para-gneises de medio- a alto-grado que forma un cinturón de 10km de ancho al Norte de la frontera peruana, a lo largo de 150km antes de estrecharse. Existen afloramientos accesibles cerca de Sabanilla (de aquí se toma el nombre de la unidad), en la vía Loja – Zamora, a lo largo de la vía Loja – Zumba, y a lo largo de la ruta hacia Pico Toledo. Los contactos con las unidades adyacentes Isimanchi y Chigüinda, ambas de bajo-grado metamórfico, son tectónicos. Al Este de la unidad Isimanchi, balsas gnéisicas en el batolito Zamora, que recuerdan a la unidad Sabanilla, han sido asignadas al Precámbrico.

La geocronología de las fases metaplutónicas muestra edades de K-Ar para moscovita y biotita de 60-100 Ma (p. 119), y, así como en el caso del granito Tres lagunas, éstas son consideradas de reseteo. Las edades K-Ar de hornblenda son más antiguas, ca. 130 Ma. La geocronología Rb-Sr (p. 118) muestra una errorcrona de 8-puntos de 233 ± 51 Ma (MSWD = 175; Ri = 0.7118) (Rundle, 1987b). Otro conjunto de 10 muestras, recolectado de sólo un afloramiento (Harrison, 1990) da 198 ± 45 Ma (MSWD = 25.3; Ri = 0.7123). Combinando estos dos conjuntos de datos se obtiene una errorcrona de 224 ± 37 Ma (MSWD = 108) (Figura 7b), una edad similar a la de los granitos Tres Lagunas.

Al Este de Sabanilla y al Sur de Yangana, el margen occidental de la unidad consiste en "cuarcitas" gnéisicas con buzamiento empinado a vertical, las cuales contienen sillimanita, moscovita, biotita y en algunos lugares pertita; éstas pasan hacia el Este a un ortogneis granodiorítico biotítico con notable moscovita. Estos gneises podrían exhibir una foliación de biotita de apariencia rayada, junto con una incipiente migmatización. Más al Este, hacia Zamora, existen gneises migmatíticos y, gneises biotíticos de apariencia rayada conteniendo sillimanita y cianita (ver también Trouw, 1976). Ensamblajes de alto grado de sillimanita-biotita-cuarzo-albita y cianita-biotita-ortoclasa-cuarzo fueron reportados. Alrededor de Valladolid y hacia el Norte, gneises anfibolíticos, con o sin biotita, son comunes (especialmente dentro de metaplutones) y su forma general sugiere que originalmente fueron diques o *sheets*. Existen gneises con estaurolita al Norte de Palanda, sobre una zona donde las pegmatitas con moscovita y/o biotita son comunes. También hay leucogranitos pegmatíticos menores, con moscovita-turmalina-granate, no-foliados, asociados con ortogneises granatíferos y con dos micas. Son comunes los xenolitos gnéisicos, y en algunos afloramientos puede verse que la progresiva digestión de este material produce *schlieren* enriquecidos en biotita, los cuales están rayados por ellos mismos. Las observaciones de campo indican granodioritas plutónicas (ortogneises) asociadas con sedimentos pelíticos ahora metamorfizados, hasta paragneises de medio- a alto-grado.

Geoquímicamente, los ortogneises de la unidad Sabanilla se ubican en el campo del granito tipo-S, junto a los granitos Tres Lagunas (Figura 8), y son de parecida edad, con una similar razón inicial de estroncio de alrededor de 0.712 (Figura 7b). Sin embargo, en contraste con los granitos Tres Lagunas, estos ortogneises no contienen cuarzo azul, generalmente no son megacristalinos, son más homogéneamente foliados, y están asociados con migmatitas de alto grado. Por todo ello, es posible que la unidad Sabanilla represente una fase migmatítica de mayor profundidad del granito Tres Lagunas.

CUATRO
Cordillera Real: rocas del Jurásico-Cretácico Inferior

CRATÓN AMAZÓNICO

Durante el Jurásico y el Cretácico Inferior, el cratón amazónico fue el sitio de depositación (Formación Santiago y unidad Chapiza), extrusión volcánica (unidad Misahuallí) e intrusión magmática (granitoides Zamora) sobre una región que no experimentó algún evento tectonometamórfico subsecuente, y, por tanto, contrasta con los terrenos metamórficos jurásicos de Salado, Alao y Guamote, hacia el Oeste.

Formación Santiago (Jurásico Inferior)

Esta unidad, (nombrada por K. T. Goldschmid de Shell Co. en 1940) que consiste en calizas marinas, lutitas, areniscas y rocas volcánicas, forma la mayor parte de la Cordillera Cutucú del Sureste ecuatoriano (Tschopp, 1953; Baldock, 1982), hacia el Este en el mapa acompañante. Los amonites que se recolectaron de ésta son: *Arietites* (Tschopp, 1953), *Arnioceras* y *Coroniceras* (Geyer, 1974); y *Leptechioceras* sp. indet. y *Paltechioceras* sp. indet. (Aspden e Ivimey-Cook, 1992) (Lámina 7e y f), indican una edad del Sinemuriense. La formación se extiende hacia el Sur en el Perú, pero está ausente en las perforaciones más al Norte y al Este en Ecuador.

La Formación, de alrededor de 2000m de espesor, consiste en una secuencia no-metamorfizada, de bajo buzamiento, de calizas silíceas grises, areniscas calcáreas, en algunos sitios turbidíticas, y de lutitas negras. Hacia el Oeste, en afloramientos a lo largo de la nueva vía hacia Santiago, turbiditas calcáreas de la Formación Santiago gradan lateralmente a una secuencia tipo-continental de limolitas tobáceas grises y areniscas con flujos de lava basáltica almohadilladas en algunos sitios (Aspden y Litherland, 1992), una secuencia que litológicamente corresponde a la Formación Chapiza. Por tanto, parece que al menos la base de la Formación Chapiza podría ser el equivalente lateral del tope de la Formación Santiago. Una transición similar ha sido reportada en el Norte del Perú (Cobbing et al., 1981; Jaillard et al., 1990).

Unidad Chapiza (Jurásico-Cretácico Inferior)

La Formación Chapiza (nombrada por K. T. Goldschmid de Shell Co. en 1940), consiste en una sucesión no-metamorfizada, de bajo buzamiento, tipo-continental, de sedimentos clásticos suprayacidos por el Miembro volcánico Misahuallí (Tschopp, 1953). En esta memoria, las rocas Misahuallí son descritas por separado y los sedimentos son referidos como la unidad Chapiza.

La unidad Chapiza forma la mayor parte de la Cordillera Cutucú, hacia el Este del mapa acompañante, donde se sobrepone a, o es una facies de, la Formación Santiago del Jurásico Inferior. De hecho, los amonites sinemurienses recolectados por el Proyecto en la Formación Santiago, son de la vía a Santiago, cerca de este límite de facies (Aspden e Ivimey-Cook, 1992). En el Oriente, datos palinológicos de un pozo petrolero indican rocas neocomienses-aptienses a 33m bajo la discontinuidad estratigráfica de Hollín y, el límite Jurásico/Cretácico a 213m (Bristow y Hoffstetter, 1977).

La secuencia sedimentaria Chapiza de la Cordillera Cutucú comprende alrededor de 2500m de lutitas rojas, rosadas y grises, y areniscas con delgados horizontes de anhidrita, dolomita y yeso (Tschopp, 1953). Existen fuertes indicadores (ver arriba) para señalar que al menos parte de la secuencia es equivalente a la Formación Santiago. Pues a lo largo de la vía al Este de Santiago, existen areniscas y limolitas tobáceas grises a rojas intercaladas con flujos de basalto, además de areniscas y limolitas calcáreas menores similares a las de la Formación Santiago. El componente volcánico decrece al Este del Río Undo, donde las rocas pueden ser clasificadas como de la Formación Santiago, en un sentido estricto. En ambas facies de Chapiza y Santiago se encuentran largos canales turbidíticos de 10-20m de profundidad y 100m de ancho, conteniendo material pobremente sorteado y rico en volcanoclásticos.

Unidad Misahuallí (Jurásico-?Cretácico)

Lavas con bajo buzamiento y rocas piroclásticas registradas en el Río Misahuallí, al Este del mapa acompañante, fueron nombradas como “tobas y basaltos Misahuallí” por Wasson y Sinclair (1927); y éstas forman el Miembro Superior Misahuallí de la Formación Chapiza (Tschopp, 1953), con un espesor de hasta 2000m. En la presente memoria, el término unidad Misahuallí incluye a todas las rocas volcánicas (conocidas) de tipo-continental del cinturón subandino, que esencialmente son o se consideran como del Jurásico; suprayacen a la Formación Santiago del Jurásico Inferior y son suprayacidas por la Formación Hollín del Aptiense-Albiense. En la presente área consisten, principalmente, en rocas volcánicas asociadas con los batolitos mayores del Jurásico. Estas rocas se encuentran extensamente expuestas a lo largo de la zona Subandina del mapa acompañante, y, con la excepción del extremo Norte, están limitadas hacia el Oeste por la falla Cosanga.

Hall y Calle (1982) citan una edad K-Ar de 132 Ma de P. Espín (comunicación personal) de una muestra del Miembro Misahuallí de un profundo pozo en el Oriente. En la presente investigación, las rocas asignadas a la unidad Misahuallí están cortadas por el granito Abitagua de 162 ± 1 Ma (p.24), mientras que un dique andesítico hornbléndico que intruye el mismo granito dio una edad K-Ar de 168 ± 8 Ma. Más al Sur, las rocas volcánicas están relacionadas con el batolito Zamora del Jurásico Inferior-Medio (p. 26), con muestras asociadas de lavas y diques que dieron edades K-Ar de 230 ± 14 Ma y 143 ± 7 Ma respectivamente (p.119).

La litología abarca basaltos verdes a grises oscuros, traquitas, tobas violetas, grises-verdes y rosadas, y brechas tobáceas, interestratificadas con lutitas rojas, areniscas y conglomerados (Baldock, 1982). Se ha reportado estructuras almohadilladas en los basaltos al Este del Río Nangaritza (comunicación oral, I. Gemuts). En la presente zona, se ha registrado aglomerados y andesitas verdes a grises-oscuras o moradas.

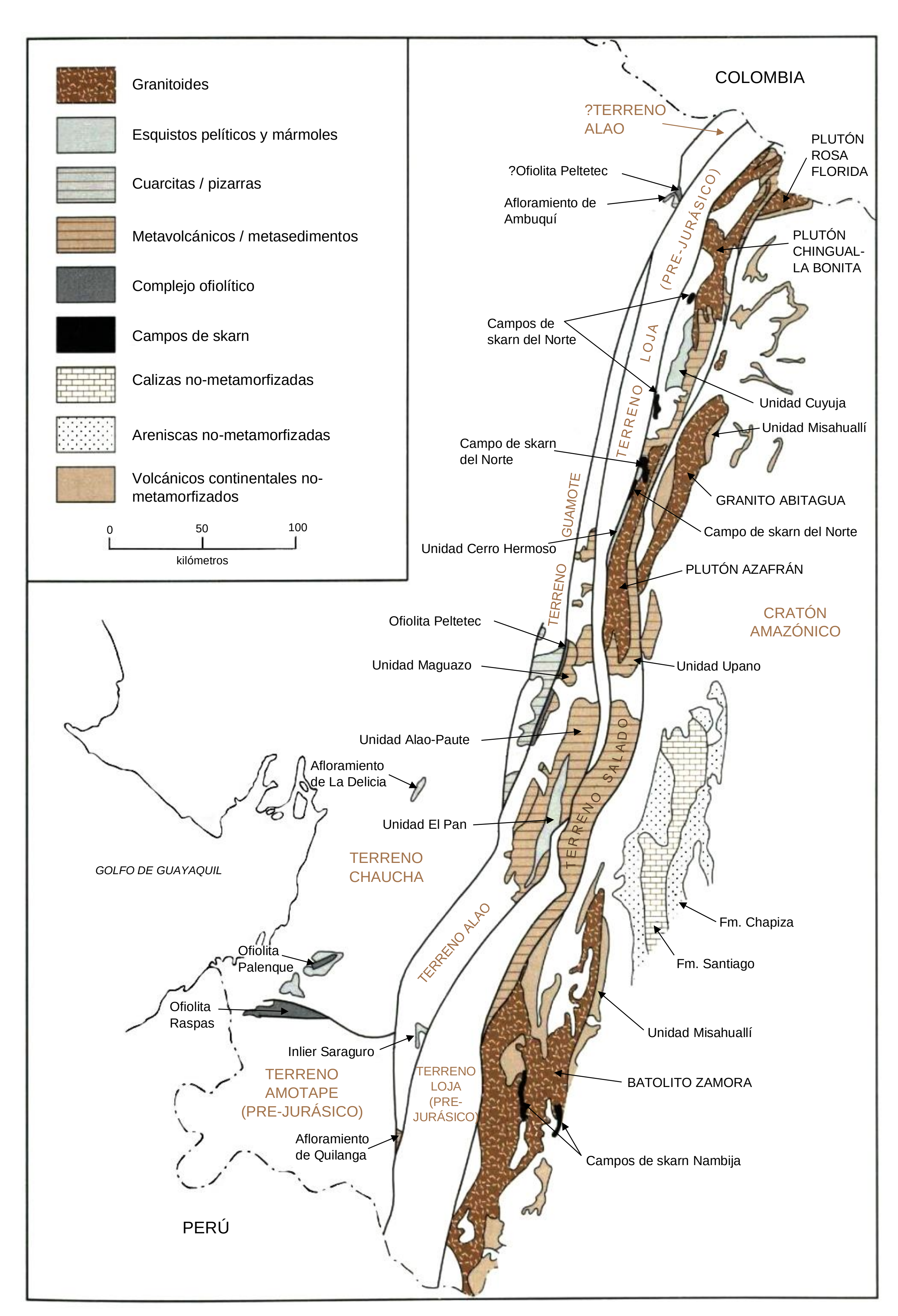


Figura 9. Rocas y terrenos del Jurásico-Cretácico Inferior del Ecuador.

En el Norte de la zona, al Este de la falla Cosanga, la unidad Misahuallí se encuentra como la facies ígnea de más alto-nivel del plutón Rosa Florida. No se observa contacto alguno a lo largo del camino Rosa Florida-Puerto Libre, pero existe una disminución del tamaño de grano hacia el Sureste, desde plutónico-pasando por subvolcánico, hasta tipos volcánicos. Lavas andesíticas verdes-grises, tobas bandeadas verdosas y pórfidos están presentes en el afloramiento; bloques rodados en el Río La Chispa muestran tobas y aglomerados que contienen clastos diagnósticos rosados sieníticos derivados del plutón. Más al Sur, en el Río Mulatos al Oeste del granito de Abitagua, las principales litologías son lavas silíceas, ya sean tipos blanquecinos o negros y vítreos, o porfiríticos rosados, asociadas con brechas de flujo y piroclásticos. No se observaron intercalaciones sedimentarias.

En el Sur de la zona, muchos de los afloramientos que se muestran como de la unidad Misahuallí se basan en reportes de compañías mineras y, en ciertos casos, podría existir confusión con la unidad volcanosedimentaria Piuntza del Triásico. Sin embargo, en aquellos afloramientos visitados por el Proyecto, la litología consiste en andesitas hornbléndicas, andesitas microporfiríticas feldespáticas, dacitas, además de lavas andesito-dacíticas y piroclásticos, con una leve o ninguna fase sedimentaria, pero en muchos lugares asociada con intrusiones porfiríticas subvolcánicas. Es interesante notar que en el extremo Este de la zona, a lo largo del Río Tundalne, la unidad Misahuallí aparentemente reemplaza a los sedimentos Chapiza, expuestos más al Norte en el Río Santiago, a lo largo del flanco occidental del anticlinal Cutucú suprayaciendo a la Formación Santiago.

En el Norte de la zona, la unidad Misahuallí es mostrada, en el mapa acompañante, aflorando al Oeste de la falla Cosanga, dentro del cinturón metamórfico. Por tanto, alrededor de La Bonita existen rocas metavolcánicas moradas, verdes, grises o blanquecinas, masivas y clivadas, de composición intermedia-ácida, con abundante epidota. También se observaron meta-aglomerados, pero una fase meta-sedimentaria está ausente. Justo al Norte de Rosa Florida, y dentro de este cinturón metavolcánico, el camino cruza una distintiva formación de rocas bandeadas, silíceas, de grano fino, 'tipo chert', de afinidad metavolcánica, intercaladas con pizarras grises: esto también fue encontrado como bloques rodados en las corrientes más al Sur. Litologías bandeadas similares se encuentran como bloques en los tributarios del Río Cofanes más al Oeste, donde las laminaciones son blanquecinas, rosadas, verde pálido y negras, y en muchos sitios con incrustaciones de granate. Aún más al Sur, a lo largo del Río Salado al Oeste del volcán Reventador, existen afloramientos de pórfidos morados, tobas verdes y de andesitas grises deformadas y cizalladas, así también bloques rodados de meta-aglomerados rojos y verdes y "*greenstone vein breccias*". En el Río Cosanga (Figura 19) y a lo largo de la vía Gualaceo-Limón también se observó lavas felsíticas metamorfizadas y aglomerados de tipo-Misahuallí tectónicamente mezclados con las rocas de la unidad Upano.

Estas rocas, regionalmente metamorfizadas, 'tipo-Misahuallí' se encuentran dentro de la unidad Upano del terreno Salado. Por tanto, atraviesan la falla Cosanga, que es propuesta como sutura. Al parecer pasan lateralmente a la unidad volcanosedimentaria Upano de ese terreno (p.27).

Se sugiere que la unidad Misahuallí representa secuencias volcánicas de un arco magmático continental, cuyas principales fases plutónicas se describen abajo. Se interpreta que las rocas volcánicas se acuñan hacia el Este dentro de la cuenca Oriente (Bankwill et al., 1991), y pasan lateralmente hacia el Oeste, a través de la falla Cosanga, a la unidad Upano de la Cordillera Real.

Granitoides Zamora (Jurásico)

Tres grandes, esencialmente no-deformados y no-metamorfizados, plutones granitoides se encuentran en el cratón Amazónico formando una cadena subandina, asociada con rocas volcánicas atribuidas a la unidad Misahuallí. A continuación, se los describe de Norte a Sur.

El plutón **Rosa Florida** es parte del anteriormente llamado plutón La Bonita (Baldock, 1982), ahora separado de la fase plutónica La Bonita por un cinturón de volcánicos Misahuallí y por la falla Cosanga. A lo largo del camino La Bonita-Puerto Libre los primeros afloramientos se encuentran cerca del pueblo Rosa Florida. En esta región las litologías dominantes son cuarzomonzonita biotítica, color gris, de grano grueso y cuarzosienita biotítica, color rosado oscuro, de grano grueso; se observó hornblenda en algunos lugares. Más al Sur, éstas pasan a sus equivalentes subvolcánicos, de grano más fino o porfiríticas, antes de llegar a la fase volcánica Misahuallí. Un rasgo diagnóstico del plutón es el color rosado brillante del feldespato-K en las rocas sieníticas. Son comunes los xenolitos volcánicos de rocas-verdes y diques autobrechados.

En el mapa nacional anterior (Baldock, 1982), se muestra un inlier de granito yaciendo entre los plutones de Rosa Florida y Abitagua. Bloques rodados en el Río Borja, presuntamente derivados de esta ocurrencia, son de tipo cuarzosienita color rosa oscuro, indicando que el plutón Rosa Florida podría extenderse en esta área hacia el Sur, bajo la cobertura de rocas más jóvenes.

El **granito de Abitagua**, observado por Colony y Sinclair (1932) y nombrado por Sauer (1950), es un plutón alargado de al menos 120km de longitud y hasta 15km de ancho. La mayoría de contactos parecen estar fallados, pero el batolito intruye los volcánicos jurásicos Misahuallí en el Oeste, a lo largo del Río Mulatos, y, en el Sur, al Norte del Río Pastaza, es suprayacido en inconformidad por la Formación cretácica Hollín. En el Norte, el granito parece estar enterrado por los volcánicos cenozoicos del Sumaco.

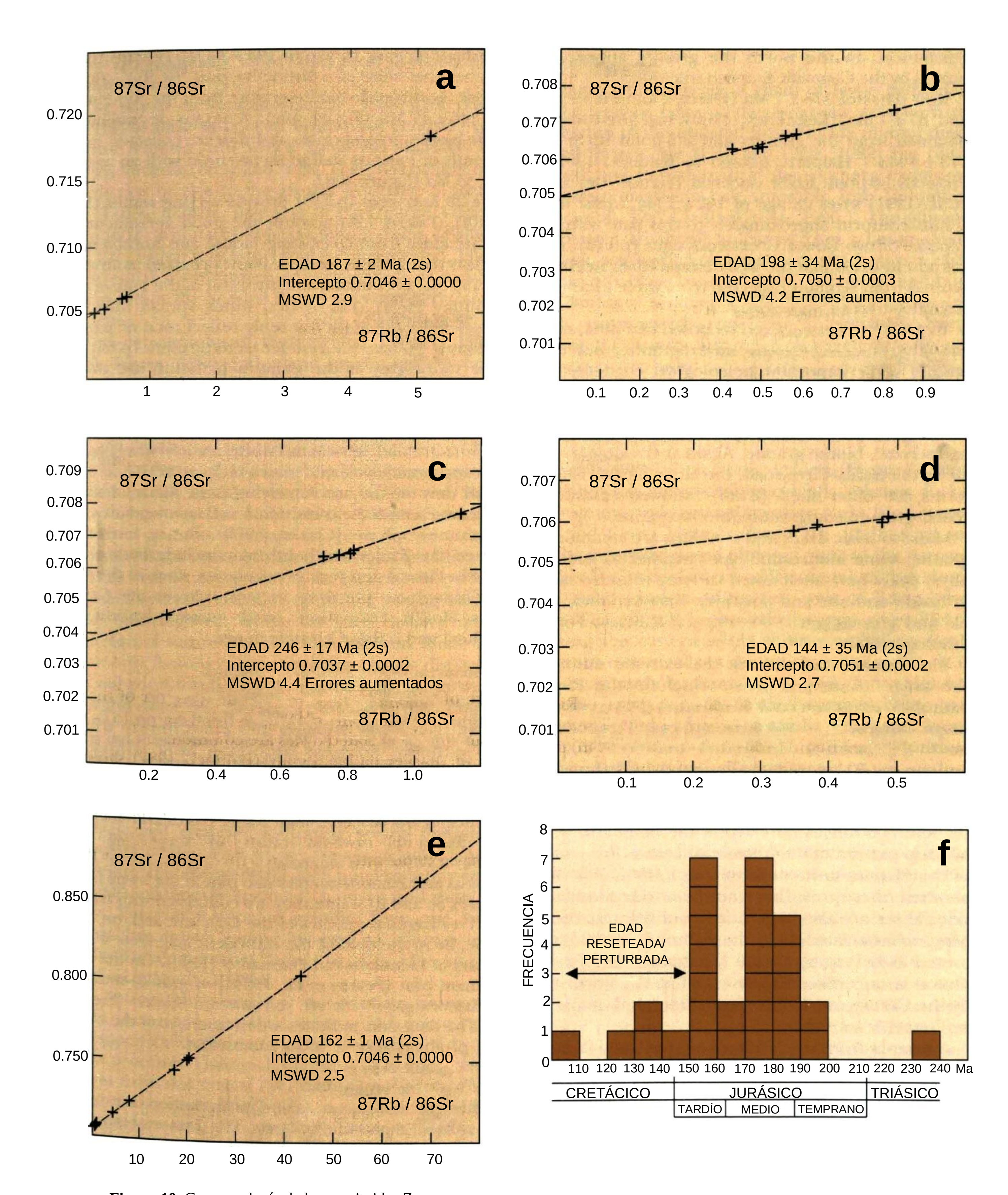


Figura 10. Geocronología de los granitoides Zamora.

(a) Diagrama Rb-Sr del batolito Zamora del sector La Paz; **(b)** Diagrama Rb-Sr del sector oriental (Paquisha) del batolito Zamora; **(c)** Diagrama Rb-Sr del batolito Zamora del sector Río Pituca (Sur); **(d)** Diagrama Rb-Sr del batolito Zamora del sector Río Mayo (Palanda); **(e)** Diagrama Rb-Sr del granito Abitagua; **(f)** Histograma de edades minerales K-Ar del batolito Zamora.

Anteriormente, se obtuvo del granito edades K-Ar de 178 ± 7 Ma (Herbert y Pichler, 1983) y 87 ± 7 Ma (Kennerley, 1980), además de un diagrama Rb-Sr de 3 puntos de 173 ± 5 Ma (Halpern, citado por Baldock, 1982). Con la isócrona Rb-Sr de 16 puntos (Figura 10e) (Aspden et al., 1991), del Proyecto, se obtiene una edad de 162 ± 1 Ma, los resultados K-Ar coinciden aproximadamente con esta datación, a excepción de dos edades del Cretácico Inferior (p. 119). Es importante resaltar que la bien-definida isócrona Rb-Sr fue graficada con muestras recolectadas de tres localidades con un espaciamiento máximo de 100km.

En general, el plutón se compone de monzogranito biotítico, rosado, de grano medio a grueso, pero, estudios detallados indican cambios petrológicos importantes. Por ejemplo, en su margen occidental a lo largo del Río Mulatos, los 3km exteriores de granito biotítico-hornbléndico, de grano grueso, xenolítico, son intruidos por un granito biotítico, de grano grueso, con megacristales de feldespato potásico. También en el margen occidental, a lo largo de la vía Baños-Puyo, esta fase megacristalina forma la parte externa (2km), seguida hacia el Este por un granito biotítico, de grano grueso, equigranular.

Son comunes, en el granito, los diques y xenolitos máficos a félsicos; algunos tipos monzoníticos se meteorizan a caolín. Se ha observado diques porfiríticos con xenolitos redondeados de basalto, andesita y pórfidos. Raros xenolitos de mármol y greywacke podrían representar a la litología de la Formación Santiago.

El **batolito Zamora**, en el extremo Sureste de la zona, incluye ahora al batolito Río Mayo de Baldock (1982), además de grandes extensiones, recién descubiertas, hacia el Norte y Este. El actual mapa presenta un cuerpo elongado de más de 200km de longitud y hasta 50km de ancho, segmentado en tres partes por las fallas con rumbo-Norte La Canela y Nangaritza. Afloramientos de gneises ?precámbricos y esquistos paleozoicos Isimanchi se encuentran como balsas dentro del batolito, mientras que el patrón de afloramiento de las rocas volcanosedimentarias triásicas de la unidad Piuntza se ajusta a un colgante de techo bastante erosionado y aplanado; estas rocas no han sido registradas desde el exterior. Existen también grandes afloramientos de rocas volcánicas suprayacentes, o asociadas al batolito, las cuales se interpretan como parte de la unidad Misahuallí. Finalmente, el plutón es suprayacido en inconformidad, en el Norte y Este, por la Formación cretácica Hollín, y cortado, en lugares, por intrusivos cenozoicos.

Una muestra del 'plutón Palanda', que ahora es incluido en el batolito Zamora, entrega diferentes edades minerales, con un rango de 152-180 Ma (Kennerley, 1980); una edad K-Ar de 117 ± 6 Ma fue reportada por Pichler y Aly (1983). Los resultados geocronológicos Rb-Sr del Proyecto, de cinco conjuntos de muestras (p. 118), entregan, todos, correlaciones lineales razonablemente buenas con valores relativamente bajos de MSWD. Sin embargo, las edades calculadas son variables, con altos errores debido a la poca dispersión de las proporciones Rb-Sr. Probablemente, los datos más confiables son del conjunto de cinco muestras de la zona La Paz, el cual define una isócrona de 187 ± 2 Ma (Figura 10a).

Seis muestras de Paquisha dieron una edad de 198 ± 34 Ma (Figura 10b), mientras otro conjunto de un distintivo granito biotítico-hornbléndico-con feldespato potásico, porfirítico, rosado, del Río Pituca dio 246 ± 17 Ma (Figura 10c). Un grupo de cinco dioritas y granodioritas biotíticas-hornbléndicas recolectadas del Sur de Palanda definen una isócrona con edad de 144 ± 35 Ma (Figura 10d).

Las 29 edades K-Ar (p. 119) proporcionan resultados variados (Figura 10f). Tomando en cuenta la buena concordancia de edades separadas de hornblenda y biotita coexistentes, es claro que el evento isotópico mayor ocurrió en alrededor de 170-190 Ma, probablemente la intrusión de la totalidad del batolito. Las edades más jóvenes, dispersas en el Cretácico (Figura 10f) quizá reflejan un total o parcial reseteo, relacionado al evento tectónico Peltetec (p. 63).

La litología del batolito Zamora es dominada por dioritas y granodioritas hornbléndicas-biotíticas, los verdaderos granitos son raros. En la zona de Guaysimi las granodioritas hornbléndicas porfiríticas son comunes. También existen rocas subvolcánicas de grano más fino asociadas probablemente a cúmulos volcánicos comagmáticos, mostrados como unidad Misahuallí en el mapa acompañante. Muchos de estos centros se consideran transicionales y comagmáticos a la fase plutónica (Clarke, 1989), pero en el mapa actual el batolito de Zamora incluiría elementos tanto más antiguos (e.g. Río Pituca) como más jóvenes, puesto que, en el Este, el pórfido Chinapintza metamorfiza a la Formación cretácica Hollín (comunicación oral, D. Coochey) y por tanto es de edad Cenozoica.

GEOQUÍMICA DE LOS GRANITOIDES ZAMORA

Los análisis de elementos mayores y traza de muestras de los plutones Abitagua y Zamora se enlistan en las páginas 137-139 y son graficados en la Figura 8. El amplio espectro composicional de los granitoides, manifestado por un gran rango de SiO_2, es característico de plutones cordilleranos tipo-I (Chappell y White, 1974; Pitcher, 1983), así también la presencia de hornblenda, los valores altos de Na_2O y las bajas proporciones isotópicas iniciales de estroncio, en el orden de 0.7034-0.7056 (Rundle, 1987b) (Figura 10). Las muestras de Abitagua y Zamora también se grafican en el campo tipo-I (Figuras 8c y d) donde contrastan con los granitos Tres Lagunas tipo-S de la unidad Loja y, en la Figura 8e caen en el campo equivalente de granitos de la serie-magnetita de Lehmann y Harmanto (1990). En el diagrama de discriminación (Pearce et al., 1984a) para el ambiente del granito, los granitoides Zamora caen en el campo de granitos de arco volcánico (Figura 8b). Por tanto, los datos indican una derivación de productos magmáticos de la subducción de una placa oceánica.

ROCAS DE METAMORFISMO DE CONTACTO Y SKARNS

A lo largo de los contactos plutónicos es común la silicificación, epidotización y propilitización. El batolito Zamora también está asociado con skarns de grandita auríferos, de los cuales actualmente se obtiene oro (p. 84).

El principal cinturón de skarn, el de Nambija, tiene alrededor de 30km de longitud y 2km de ancho, con rumbo Norte-Sur. Otro cinturón, más pequeño y con menor definición, es el de María Elena, ubicado hacia el Este; también se conocen rocas skarn de Piuntza; aún deben quedar rocas skarn por descubrir.

Los skarns de Nambija (Salazar, 1988; Litherland et al., 1992b) están formados como *pockets* en los colgantes de techo de la unidad triásica Piuntza, la cual consiste en mármoles, areniscas, lavas andesíticas y tobas. La preservación de los skarns se debería a la gran resistencia a la meteorización de estas rocas granatíferas, masivas, color gris o rosado, cortadas por vetas de cuarzo-carbonato-adularia-epidota (Láminas 5d y 22c) en donde el oro está concentrado. Existe una skarnificación preferencial de ciertas capas, tan estrechas como 10cm, dentro de la secuencia estratificada Piuntza de la Mina Campanilla.

La petrografía de los skarns (Beddoe-Stephens, 1989; Fortey, 1990, Litherland et al., 1992b) indica una variación desde rocas granditas monominerálicas, hasta un protolito incipientemente skarnificado que abarca predominantemente rocas volcanoclásticas andesíticas con alteración sericítica y propilítica (clorita, epidota, prehnita). La incipiente skarnificación se nota por los aislados cristales de grandita nucleando en vetillas de clorita-calcita y, localmente, en *sprays* de piroxeno y *clusters* de epidota. El subsecuente crecimiento de la grandita se desarrolla en estos núcleos al punto que los skarns avanzados exhiben un mosaico de núcleos de grandita, formado por pequeños cristales sobrecrecidos por cristales más grandes, más claros y amarillentos, los cuales muestran una zonación oscilatoria compleja y un bajo orden de birrefringencia. Donde dos de estos *clusters* interactúan, se forma una línea de sutura irregular entre ellos. Sin embargo, es más común que cristales-tardíos de grandita tengan formas euhedrales adyacentes al intersticial cuarzo, adularia y calcita. En algunos sitios el cuarzo desarrolla zonas concéntricas alternantes con la grandita, indicando que este relleno intersticial se formó casi en simultáneo con el crecimiento de la grandita, posiblemente como resultado de la reducción del volumen durante la skarnificación. En otros lugares el crecimiento de la grandita-tardía se desarrolla a lo largo de vetillas que cortan otras granditas-tempranas, indicando varios episodios de crecimiento y fractura. En una muestra, la grandita está asociada con el clinopiroxeno, formando numerosos, diminutos y ecuantes cristales, poiquilíticamente encerrados por el cuarzo y adularia polvorienta. En una muestra, la composición de la grandita indica que el crecimiento en zonación involucró un incremento en el componente de andradita, de $Ad_{46}Gr_{51}$ a $Ad_{69}Gr_{29}$ (Litherland et al., 1992b).

Un rasgo petrográfico de los skarns de Nambija es el hábito poiquilítico, claro, no-deformado del cuarzo, lo que produce un aspecto superficial de no estar afectado por procesos de alteración. Las temperaturas de homogenización de las inclusiones fluidas de este cuarzo (Shepherd, 1988) indican la formación, o recristalización y recocido a temperaturas relativamente bajas, alrededor de 200°C. Además, la manera en la que disminuyó la temperatura del fluido, aproximadamente a 150°C, y el incremento de la salinidad, alrededor de 2 a 24 wt% NaCl equivs., se indica por la comparación de datos de inclusiones fluidas entre el cuarzo de un skarn granatífero aparentemente no-retrógrado, con el cuarzo de rocas auríferas con carbonato-adularia (Shepherd, 1988).

CONCLUSIONES

Los granitoides Zamora son una cadena de batolitos tipo-I a lo largo del borde occidental del cratón amazónico. Con la excepción del plutón no-datado Rosa Florida, su sospechada edad jurásica (Hall y Calle, 1982) ha sido confirmada, y, por lo tanto, forman la extensión meridional de un cinturón magmático jurásico rastreable hasta Colombia (Aspden et al., 1987; Jaillard et al., 1990). Los plutones y los asociados volcánicos Misahuallí forman un arco magmático continental del Jurásico Inferior-Medio, el cual pasa hacia el Este a una cuenca de trasarco con sedimentos clásticos (Chapiza) y bioclásticos (Santiago). El batolito Zamora parece rodear la anterior cuenca del Triásico Superior que contuvo a la unidad Piuntza, cuyos relictos contienen skarns ricos en oro.

TERRENO SALADO

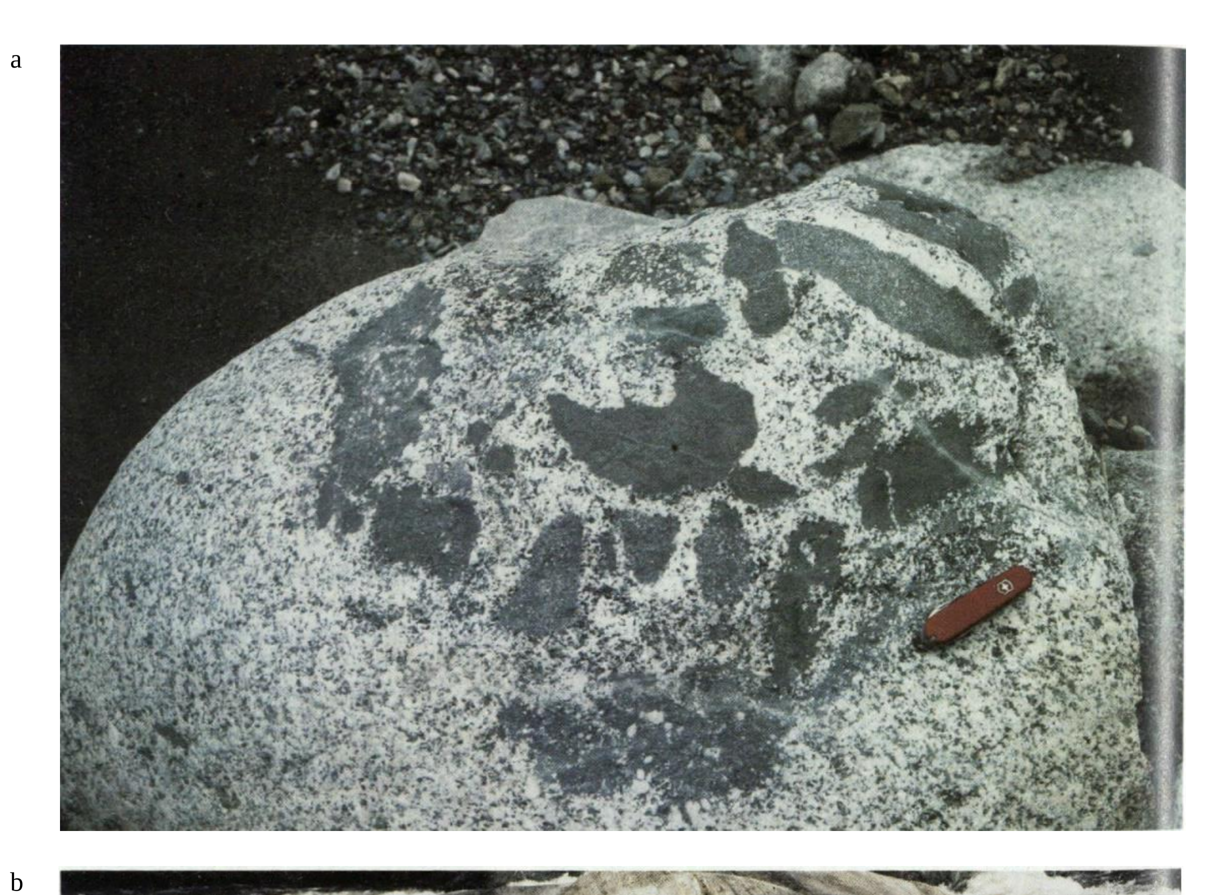
Esta división litotectónica metamórfica (Figura 9) consiste en rocas volcánicas máficas metamorfizadas o rocas-verdes, y rocas metasedimentarias de las unidades Upano, Cuyuja y Cerro Hermoso. Adicionalmente, incluye a las rocas plutónicas metamorfizadas de los granitoides Azafrán. Debe su nombre a una sección bien-expuesta a lo largo del río Salado y sus tributarios, al Oeste del volcán El Reventador. El terreno forma una estrecha faja de hasta 25km de ancho a lo largo de las pendientes orientales de la Cordillera Real, acuñándose tectónicamente en el Sur cerca de Zamora. Al Este limita con la importante falla Cosanga-Méndez, en cuya zona oriental se ubican rocas jurásicas de similar edad no-metamorfizadas y composicionalmente diferentes. Al Oeste los contactos son tectónicos con el terreno metamorfizado Loja del Paleozoico-Triásico.

Unidad Upano (?Jurásico)

Esta es una nueva subdivisión litotectónica de rocas-verdes andesíticas y rocas metasedimentarias asociadas, las cuales forman un cinturón casi continuo de hasta 15km de ancho a lo largo de las pendientes orientales de la cordillera. Existen secciones accesibles en la vía Guamote-Macas a lo largo del río Upano (de donde obtiene su nombre) y al Oeste de Baeza a lo largo de la vía Papallacta-Baeza. Generalmente, los contactos con otras unidades son tectónicos, aunque aquellos con la unidad Cuyuja podrían ser transicionales. Se interpreta que, en el Este, la Formación cretácica Hollín suprayace a esta unidad en inconformidad.

Las rocas pertenecientes a la unidad Upano fueron descritas por Sauer (1965) en el Río Upano y Baeza, donde Trouw (1976) las agrupó en la Formación Baeza. Gran parte de las litologías filíticas fueron agrupadas en el cinturón semimetamórfico de Sauer (1965). También fueron incluidas en la esencialmente metasedimentaria Formación Margajitas de Tschopp (1948), la cual originalmente fue asignada como paleozoica, siendo similar a la Formación Pumbuiza. En lo posterior, Baldock (1982) reconoció la asociación con las calizas cretácicas de la Formación Napo, lo cual causó más confusión en este tema. Sin embargo, la progresión metamórfica desde filitas a esquistos, hacia el occidente cruzando la falla Subandina, parece ser una realidad geológica, y es particularmente evidente al Oeste de Baeza.

a



b



Lámina 4. Rocas del terreno Salado.

(a) Granodiorita Chingual esencialmente no-deformada, con xenolitos máficos: bloque rodado en el Río Salado (fotografía: M. L.).

(b) Roca-verde de la Upano, fuertemente deformada y milonítica, ubicada en el Río Oyacachi, cerca de la confluencia del Río Santamaría (fotografía: R. A. J.).

La edad de la unidad Upano aún no está bien definida. La hipótesis de Feininger (1975) indica que ésta y unidades metamórficas adyacentes son cretácicas. Esto no es respaldado por la geocronología y paleontología disponible (ver después), y las ocurrencias de una formación cretácica diagnóstica son consideradas como pliegues tectónicos relacionados al acortamiento y corrimiento del Terciario Tardío, además sería complicado asignar edad-unidad a afloramientos aislados de pizarra negra. Por tanto, la edad K-Ar de 54 ± 2 Ma de una muestra cerca de la Estación de bombeo de Baeza (Feininger y Silberman, 1982) es considerada como de reseteo. La unidad Upano está asociada con el plutón Azafrán del Jurásico Medio y, se cree que las rocas metavolcánicas pueden ser rastreadas hacia el Este en la unidad jurásica Misahuallí. Por ende, su edad quizá sea del Jurásico Inferior o Medio. La presencia de cuarzo azul clástico podría indicar derivación de los granitos Tres Lagunas del Triásico Superior. El polen *Perinopollenites elatoides*, del Jurásico Temprano-Cretácico (Riding, 1989b), fue descubierto en filitas pelíticas de bajo grado, originalmente mapeadas como la unidad paleozoica Chigüinda, del Río Ingenio alrededor de 4km al Oeste de San José de Yacuambí (Riding, 1989b). Este cinturón de filitas al Oeste de la falla Subandina, es ahora asignado a la unidad Upano.

Gran parte de la unidad Upano está formada por rocas-verdes meta-andesíticas, esquistos-verdes y metagreywackes intercalados con esquistos grafíticos y pelíticos. La litología más característica es la meta-andesita verdosa, masiva, de grano fino a medio, bien expuesta cerca de Baeza y particularmente a lo largo del Río Oyacachi cerca de la unión con el Río Santamaría, donde son prominentes los cinturones miloníticos (Lámina 4b). En lámina delgada la matriz metamórfica de cuarzo-albita-epidota-clorita-calcita ± biotita, contiene raros relictos de texturas feldespafíricas originales. En esta litología, son comunes las vetas y *pods* de epidota tardías. Colony y Sinclair (1932) proporcionan descripciones petrográficas detalladas de muestras recolectadas al Oeste de Baeza.

Las rocas-verdes están permanentemente asociadas con los esquistos-verdes, los cuales por lo general tienen mayor contenido de clorita además de moscovita y granate, y particularmente están bien expuestos a lo largo del sendero aguas abajo del Río Paute. Algunos afloramientos muestran fragmentos volcanoclásticos pre-clivaje que indican un origen de tobas andesíticas. Esquistos cuarzofeldespáticos, con moscovita-biotita, más pálidos, de grano fino, también estarían presentes y probablemente representan tobas ácidas metamorfizadas.

Metagreywackes volcanoclásticas, de grano fino-medio-grueso, grisáceas son particularmente notables en Baeza y en las secciones de los Ríos Upano, Cosanga y Oyacachi, donde están intercaladas con rocas-verdes y esquistos-verdes. Las rocas varían desde masivas hasta bien-clivadas y filíticas. Se ha observado cuarzo azul clástico y el bandeamiento primario de los minerales pesados a veces está preservado. Las greywackes están dominadas por clastos angulares deformados de feldespato y fragmentos líticos, muchos de estos son de origen volcánico.

Las metagreywackes de la unidad Cuyuja del Cerro Hermoso, de la unidad Upano del Río Chalupas al Oeste de la falla Subandina, y de la unidad Upano al Sur del Río Negro de Pastaza al Este de la falla Subandina, i.e. de localidades separadas a través del rumbo del terreno Salado, exhiben una característica en común respecto a su contenido de clastos volcánicos ácidos. Muchos clastos pueden ser vistos, microscópicamente, como material cuarzofeldespático de grano fino con salpicaduras ferruginosas opacas las cuales sirven para pseudomorfizar el clasto, cuando la matriz y los límites del grano se han recristalizado.

Los esquistos, filitas y metalavas generalmente exhiben una foliación tectónica empinada con vetas de cuarzo concordantes, con vetas de calcita en las rocas metavolcánicas. Es notable la presencia de cinturones con clivaje horizontal en el Complejo de napas Cuyuja (Figura 19).

En el Norte de la cordillera algunas rocas metavolcánicas son señaladas como unidad Misahuallí en lugar de unidad Upano. Esto se debe a su parecido con las facies volcánicas continentales de Misahuallí y a la escasez de sedimentos asociados. De hecho, existen fuertes evidencias de bloques rodados de ríos y arroyos, que, en esta región, la unidad Upano pasa lateralmente a la unidad Misahuallí. En el Sur, las rocas Upano de las vías Gualaceo-Limón y Chigüinda-Gualaquiza muestran una mezcla similar con la unidad Misahuallí. La grande, tectónicamente aislada área de la unidad Upano, en el mapa acompañante al Oeste de Puyo y Norte del Río Palora, no ha sido revisada en campo y podría ser de facies mixtas.

En el extremo Norte de la cordillera, en la zona de Santa Bárbara cerca de la frontera colombiana, la unidad Upano está representada por rocas gnéisicas. Éstas son de grano fino a medio, ricas en biotita (± hornblenda), y su protolito podría ser una toba calcárea; por tanto, representa el equivalente de alto-grado de la facies Misahuallí. No se observaron migmatitas en esta zona, donde Salazar et al. (1986) sugirieron la extensión de rocas precámbricas desde Colombia.

Dos muestras de rocas-verdes analizadas geoquímicamente (Fortey y Gillespie, 1993) son andesíticas en el diagrama $Na_2O + K_2O$ vs. SiO_2 de Le Bas et al. (1986), y se grafican en el campo calco-alcalino en el diagrama Ti vs. Zr de Pearce y Cann (1973) (Figura 14). En el diagrama rock/MORB de Pearce (1983) señalan un nivel variado de enriquecimiento de elementos LIL relacionado con subducción, y posiblemente contaminación cortical como lo indica el alto valor de Nb (Figura 14). Por tanto, las muestras manifiestan un carácter menos oceánico y más calco-alcalino comparado con la unidad Alao-Paute al Este.

La unidad Upano es un cinturón volcanosedimentario metamorfizado poco estudiado. Sedimentos de greywacke con una probable fuente occidental desde el granito Tres Lagunas, están mezclados con rocas volcánicas de posible afinidad calco-alcalina, las cuales parecen ser transicionales con los volcánicos continentales Misahuallí hacia el Este, y podrían ser cogenéticos con los granitoides Azafrán dentro del terreno Salado.

Unidad Cuyuja (?Jurásico)

Es una subdivisión metasedimentaria del terreno Salado. Se encuentra en el Norte de la cordillera y está bien expuesta en la vecindad de Cuyuja en la vía de Papallacta a Baeza donde las rocas forman un cinturón de 10km de ancho de estratigrafía tectónica horizontal, dentro del Complejo de napas Cuyuja. También forma la base de la secuencia del Cerro Hermoso (Figura 11). Hay poco para diferenciar entre los esquistos de Cuyuja de los adyacentes esquistos Agoyán del terreno Loja al Oeste. Dataciones K-Ar de moscovita y biotita han proporcionado edades de 82 ± 3 Ma (Kennerley, 1980) y 59 ± 2 Ma (Herbert y Pichler, 1983), pero, al igual que la unidad Upano, éstas se consideran como reseteadas. Cordierita y sillimanita de metamorfismo de contacto cortan las rocas metamórficas en el Cerro Hermoso, y, estos minerales seguramente están relacionados con el adyacente plutón jurásico Azafrán.

La unidad Cuyuja, entre Papallacta y Baeza, puede ser dividida en una serie de esquistos grafitosos-moscovíticos, grises o negros, los cuales suprayacen tectónicamente a esquistos moscovíticos pálidos (Colony y Sinclair, 1932; Trouw, 1976). En detalle, los dos podrían estar intercalados en algunos sitios, también existen bandas psamíticas y horizontes de esquistos-verdes. Los esquistos son de grano medio a grueso, y, además de la moscovita y el grafito, contienen cuarzo y albita, comúnmente clorita, cloritoide, biotita, epidota y sulfuros, es poco común encontrar granate y vetas de cuarzo que contienen cianita.

En el área del Cerro Hermoso (Figura 11), esquistos pelíticos tipo-Cuyuja forman la base de la secuencia local de la unidad Cerro Hermoso. Estos contienen moscovita y cuarzo con o sin clorita, biotita, granate y cloritoide. Cerca del contacto con las suprayacentes filitas Cerro Hermoso existen bandas de metagreywacke y de una roca con cuarzo-cloritoide, de grano fino a medio. Las suprayacentes filitas grises y negras son rocas con grafito-moscovita con o sin cloritoide, y también con bandas de una roca con cuarzo-cloritoide y de metagreywacke. La última contiene los volcanoclastos salpicados con opacos, identificados en la unidad Upano (p.29), así también la cordierita y sillimanita localmente desarrolladas por metamorfismo de contacto. Después continúa el horizonte marcador de metaconglomerado, el cual forma la base de la unidad Cerro Hermoso.

Es casi seguro que la unidad Cuyuja forme parte de un grupo litoestratigráfico que comprende a las unidades Upano y Cerro Hermoso del terreno Salado. Dentro de este concepto, podría representar una facies occidental, distal, de agua-profunda de la facies volcánica/turbidítica Upano. En este contexto es notable que las metagreywackes de grano fino con volcanoclastos diagnósticos tipo-Upano pasen hacia arriba a los carbonatos Cerro Hermoso.

Unidad Cerro Hermoso (?Jurásico)

Esta unidad se refiere a la secuencia carbonática en el Cerro Hermoso, pero también se usa, por conveniencia, para describir otras bandas de mármol dentro del terreno Salado. Los afloramientos se limitan a un cinturón estrecho a través de la zona del Cerro Hermoso y en otras partes a ocurrencias aisladas.

Las rocas carbonáticas del Cerro Hermoso (Litherland et al., 1991) fueron observadas por primera vez por Reiss (en Wolf, 1892). Fueron atribuidas a la Formación cretácica Napo por Wolf (1892), Tschopp (1956) y Kennerley (1971), pero Sauer (1958) y Vera y Vivanco (1983) sugirieron que eran más antiguas. Estudios microscópicos de mármoles recolectados durante la presente investigación muestran fragmentos de conchas parcialmente recristalizadas y ?esporas, pero no se pudo identificarlas. Sin embargo, similar al caso de las unidades Upano y Cuyuja, las rocas Cerro Hermoso están intruidas por el plutón del Jurásico Medio Azafrán, y son probablemente del Jurásico Inferior a Medio.

El mapa del Proyecto de la remota área del Cerro Hermoso (ver Cubierta y Frontispicio) se muestra en la Figura 11. Debido a su excelente exposición, la preservación de estructuras de polaridad (*way-up structures*) (truncaciones sedimentarias y estructuras de base) y un relativamente no-complicado patrón tectónico, se puede elucidar una litoestratigrafía de la zona, la primera de su clase en la Cordillera Real. El lado Oeste del Cerro Hermoso corresponde al flanco occidental del sinclinal Cerro Hermoso, donde la distinguida estratificación es horizontal y es cortada por un único clivaje subvertical.

Las dos formaciones inferiores son atribuidas a la unidad Cuyuja. Luego continúa una capa de 10m de espesor, la cual consiste en metaconglomerados seguidos de cuarcitas grises y metawackes con moscovita y cloritoide. Los conglomerados muestran mineralización local de turmalina-sulfuros y los prismas de cloritoide cortan la foliación.

Sobre esto se encuentra 450m de caliza negra metamorfizada, filitas negras calcáreas, y calciarenitas pálidas. La unidad inferior de mármol contiene capas de hasta 2m de espesor y una base meteorizada pardusca, la cual puede ser usada como horizonte marcador para la cartografía. Todos los mármoles están fuertemente clivados, pero muestran clara evidencia microscópica de fragmentos de concha recristalizados y otro tipo de biota. Cerca de la falla Cerro Hermoso, los mármoles pueden ser ricos en granate y las filitas en cloritoide; cristales de andalucita podrían cortar el clivaje. Los mármoles superiores están bien-bandeados con areniscas y lutitas premetamórficas, recuerdan a una secuencia flysch.

Los propios mármoles del Cerro Hermoso aparecen como un outlier sinclinal (Figura 11). Sin embargo, más al Oeste, la Unidad Cerro Hermoso se muestra en la misma figura como un cinturón con buzamiento empinado, el cual puede ser rastreado hacia el Sur dentro del complejo metamórfico hasta el Río Pastaza, donde se encuentran las filitas negras y mármoles en la región del Río Blanco (Sauer, 1965). Hacia el Norte, el cinturón fue rastreado hasta el Río Parcayacu por Merlyn y Cruz (1986), quienes también descubrieron un outlier de mármol sobre el plutón Azafrán más al Este, interpretado como un klippe tectónico. Sauer (1958) también estudió los mármoles de Parcayacu (el cual drena en la laguna Yanacocha), pero él nombró Mulatos a este río.

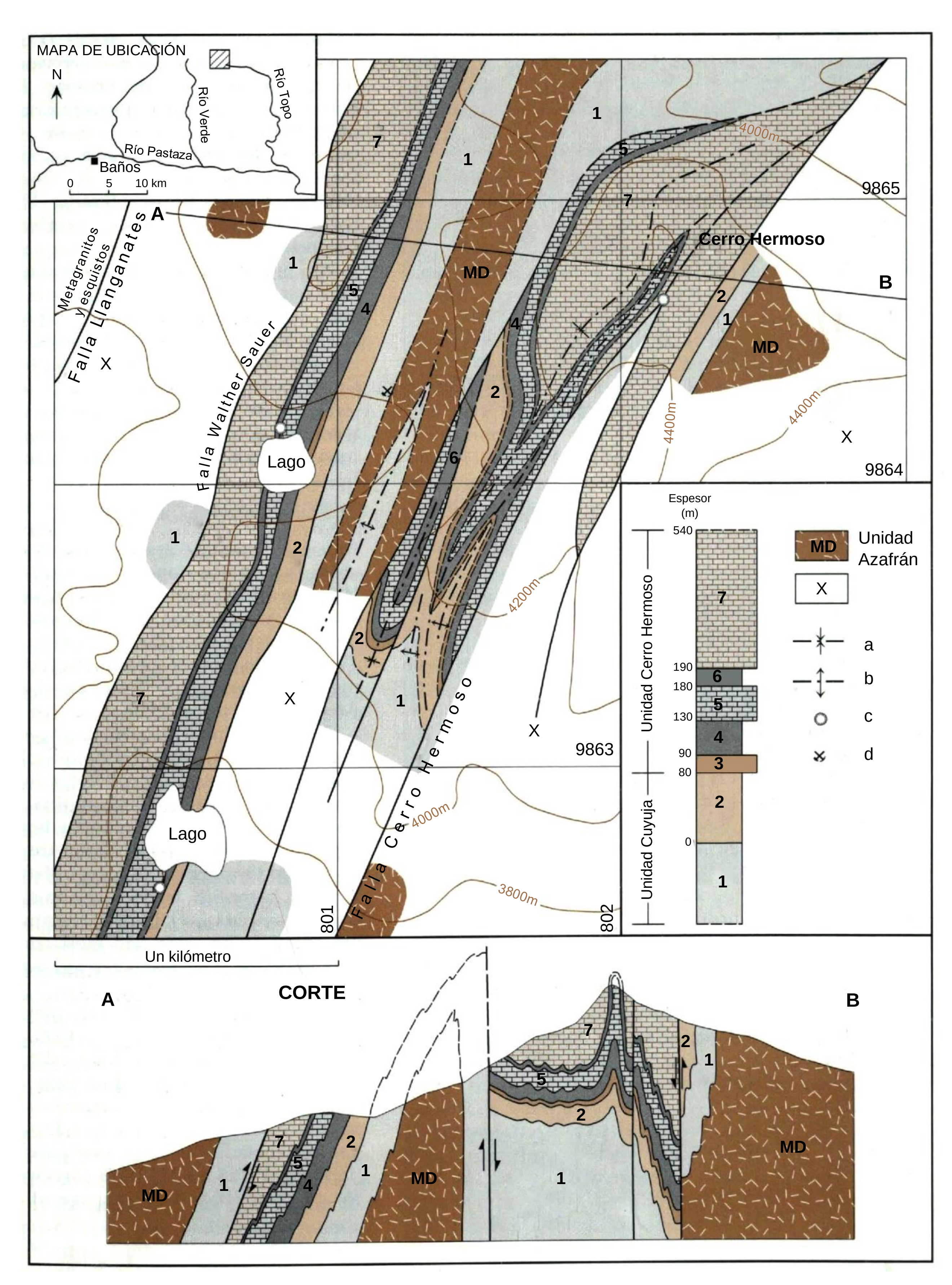
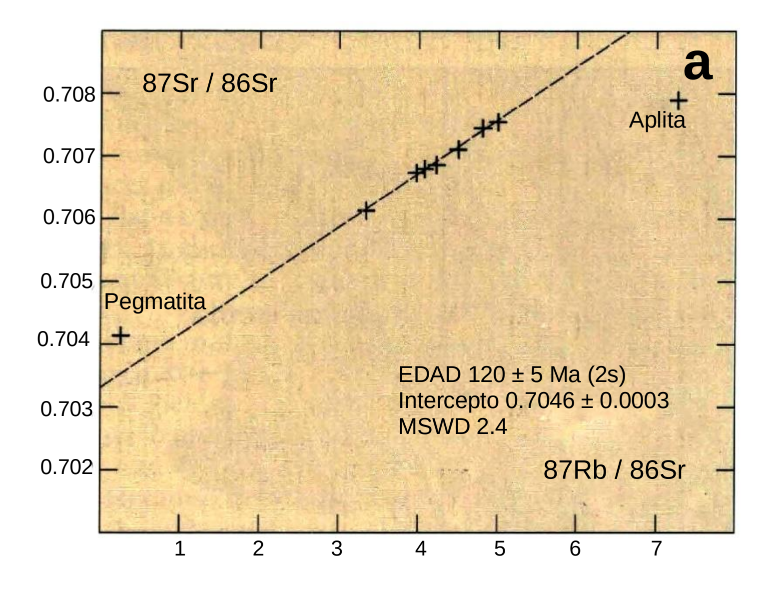
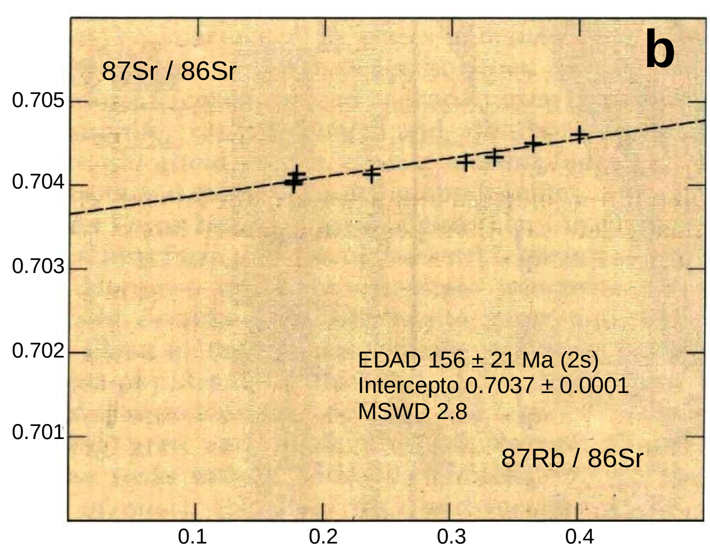


Figura 11. Mapa y corte geológico de la zona alrededor del Cerro Hermoso, de Litherland et al. (1991).

Explicación de los símbolos: X = no-mapeado; MD = metadiorita / gneis hornbléndico; 1 = esquisto con moscovita-granate-cloritoide; 2 = filitas grises y cuarcitas / metagreywackes con cloritoide; 3 = metaconglomerado / cuarcita / metagreywacke con cloritoide; 4 = filitas grises; 5 = mármoles bioclásticos masivos con una base meteorizada parduzca; 6 = calcifilitas oscuras; 7 = mármoles negros / pizarras negras / calciarenitas; a = sinclinal; b = anticlinal; c = orificio cárstico; d = mina antigua.





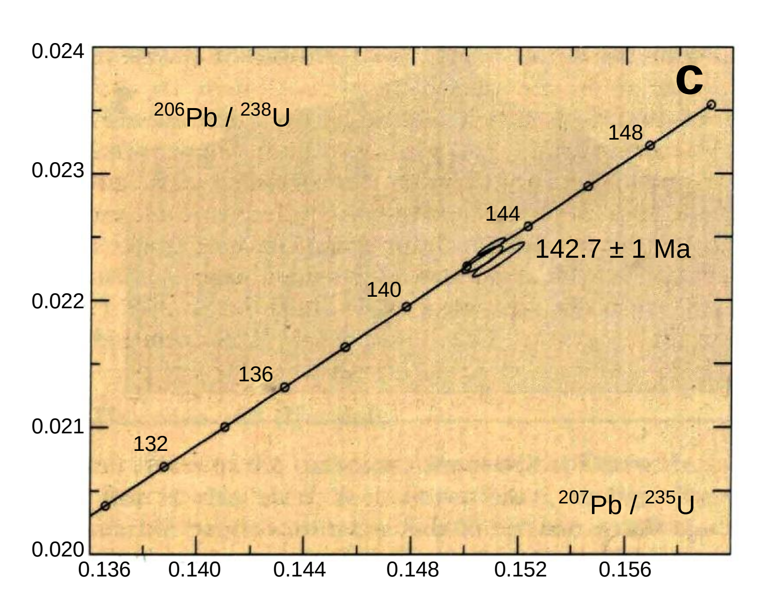


Figura 12. Diagramas geocronológicos de los plutones Azafrán y Chingual
(a) Diagrama Rb-Sr para el metaplutón Azafrán;
(b) Diagrama Rb-Sr para el metaplutón Chingual;
(c) Diagrama concordia U-Pb para el plutón Azafrán; los datos de circón proporcionan una edad de 142.7 ± 1 Ma.

Lejos del cinturón Cerro Hermoso, una estrecha formación de mármol/calco-silicatada ha sido observada en dos localidades en el mismo nivel tectonoestratigráfico, dentro del Complejo de napas Cuyuja, en el tope de la unidad Cuyuja (Figura 19). Una localidad se encuentra a lo largo del Río Oyacachi en el Norte, y la otra a lo largo del Río Cosanga en el Sur. Bloques rodados de mármol negro, gris, crema en el Río Quijos, abajo y arriba de la confluencia con el Río Papallacta, podrían haberse derivado del mismo horizonte. La ocurrencia en el Río Cosanga consiste en dolomita silícea oxidada (meteorizada) con evidente fuchsita verde. Otros mármoles se encuentran en los campos principales de skarn (p.36) y podrían explicar la existencia de bloques de mármol en el Río Diviso y otros ríos que fluyen hacia el Este en el Río Salado. Los mármoles negros de Sara Urcu superficialmente son similares a los del Cerro Hermoso.

Dentro de la unidad Upano en el Sur, horizontes de mármol fueron observados a lo largo de la ruta del Río Paute al Este de Guarumales, y a lo largo de la ruta del Río Negro al Oeste de Copal. La exposición es insuficiente para determinar si estos pertenecen a bandas aisladas dentro de la unidad Upano o a alguna unidad carbonatada definida de Cerro Hermoso.

Las unidades Cerro Hermoso y Cuyuja representarían una facies más distal occidental de la secuencia volcanosedimentaria Upano, o una extensión superior de ésta.

Granitoides Azafrán (Jurásico)

Un cinturón de granitoides metamorfizados fue descubierto a lo largo de la pendiente oriental del Norte de la Cordillera Real. Está asociado con rocas volcánicas y sedimentarias metamorfizadas de las unidades Cerro Hermoso, Cuyuja y Upano; en conjunto forman el terreno Salado. La unidad Azafrán toma el nombre de la anteriormente reconocida fase meta-ígnea a lo largo de la vía Baños-Puyo. Existen afloramientos accesibles en Azafrán y La Bonita.

Existen dos zonas de afloramiento, referidas como plutones Azafrán y Chingual-La Bonita. El plutón Azafrán se extiende desde el Río Chalupas en el Norte, hasta el Río Sangay en el Sur, una distancia de casi 125km. Más al Norte, el plutón Chingual-La Bonita se extiende por casi 100km desde el límite con Colombia hasta el Río Oyacachi. Probablemente, representan partes de un batolito continuo enterrado, tectónicamente, por el Complejo de napas Cuyuja sobre el terreno intermedio. Los cinturones tienen ~10km de ancho y la mayor parte de contactos con las rocas adyacentes del terreno Salado se interpretan como tectónicos.

En el área tipo, el plutón fue reconocido por primera vez por Sauer (1958) y Kennerley (1971). Estudios K-Ar del Proyecto en muestras dioríticas de esta localidad proporcionan resultados mixtos. Una muestra de diorita fresca entrega una edad de 171 ± 5 Ma y otra tiene edades concordantes de hornblenda-biotita con una media de 173 ± 3 Ma (p.120). Sin embargo, una muestra de metadiorita cizallada, a 50m de distancia, entrega una edad media concordante de 128 ± 3 Ma. Esto corresponde aproximadamente a una isócrona Rb-Sr (7 puntos) de 120 ± 5 Ma (Figura 12a), de la misma fase granítica en Azafrán. Dos separados de biotita de estas muestras proporcionan edades K-Ar en los 50 Ma. Probablemente, la edad más precisa para la intrusión granítica en Azafrán es 142.7 ± 1 Ma, entregada por el diagrama concordia U-Pb del análisis de circón (Figura 12c) (comunicación escrita, S. Noble).

En el Norte, siete muestras del plutón Chingual dan, por el método Rb-Sr, una isócrona cuya edad es de 156 ± 21 Ma (Figura 12b), mientras que edades K-Ar de las fases Chingual y Sacha de este plutón tienen un rango de 19-34 Ma (p.120).

A partir de estos datos, se interpreta que los granitoides Azafrán fueron emplazados en el límite Jurásico-Cretácico y, posteriormente fueron afectados por eventos de reseteo, uno de los cuales ocurrió en ~130 Ma. Es posible que la fase diorítica sea más antigua, alrededor de 170 Ma.

En el área tipo de Azafrán, Sauer (1965) reconoció dioritas hornbléndicas frescas del sector de Río Verde y los granitos más hacia el Este, los cuales en algunos sitios son cuarzomonzoníticos. Ambas litologías varían desde rocas masivas con una leve alteración (formación de epidota y sericita) hasta gneises miloníticos con un empinado buzamiento; así fue observado por Kennerley (1971). Hacia el Oeste, hasta el Río Blanco, las dioritas de grano medio vistas cerca del Río Verde se convierten en gneises y esquistos hornbléndicos-biotíticos (+ granate), además, es difícil distinguirlas, en un estado meteorizado, de las rocas metasedimentarias asociadas; así lo indica Baldock (1982).

Bloques rodados en el Río Verde también señalan que la zona hacia el Noroeste de Azafrán esencialmente es metadiorítica, un punto confirmado en la investigación del Cerro Hermoso (Figura 11). En este sector la fase metaplutónica es predominantemente diorítica y, es interesante notar como los efectos tectonometamórficos, e.g. la foliación gnéisica y la presencia de hornblenda, biotita y granate metamórficos, se incrementa cerca de las fallas importantes que afectan la secuencia. Los detalles de la Figura 11 también indican que la fase Azafrán está asociada sólo con los esquistos pelíticos más inferiores con los cuales está plegada, sugiriendo la posibilidad de una intrusión tipo-sill en la zona.

Al Norte del Cerro Hermoso, la travesía del Río Mulatos confirmó la extensión hacia el Norte del plutón Azafrán del área-tipo. Afloramientos y bloques rodados indican la dominancia de granodiorita y diorita, con aplogranito, granito, cuarzomonzonita, dolerita y gabro menor, sugiriendo que el granito Azafrán del área ‘tipo’ es regionalmente particular. Ambos tipos principales contienen abundantes xenolitos máficos. Dentro de un particular bloque rodado se observaron fases gnéisicas fuertemente deformadas y otras esencialmente no-deformadas.

Al Sur de Azafrán, la travesía del Río Palora confirmó la extensión hacia el Sur del plutón. De nuevo, las principales unidades son granodioritas y dioritas, con predominantes metagranodioritas biotíticas. Más al Sur, a lo largo del Río Upano, la fase metaplutónica está ausente. El plutón Río Salado muestra la misma composición, pero se le asignó una edad terciaria debido a su estado no-deformado.

Las vetas son comunes en el plutón. La fase gnéisica muestra vetas de calcita-cuarzo-biotita-sulfuros, las cuales son paralelas a la foliación y probablemente son sintectónicas. Vetas de plagioclasa-epidota post-tectónicas son comunes y están relacionadas a cizallas tardías. Aplitas y pequeñas pegmatitas con turmalina se encuentran asociadas con la fase granítica en Azafrán. Vetas cuarzomonzoníticas tardías, no-deformadas cortan el plutón y las rocas circundantes.

En el Norte, el plutón Chingual-La Bonita tiene menor definición. A lo largo de la vía hacia La Bonita se encuentran los cinturones de ortogneis de Sacha y Chingual, y aquel de La Bonita. Todos están dominados por granodioritas biotíticas (± hornblenda) de grano medio, foliadas y, son esencialmente homogéneas, con la biotita formando porfiroblastos de hasta 1.5 cm de longitud. En el Sector de La Bonita existen zonas de augen gneis milonítico; los proto-augen gneises con feldespato-K son comunes en todas las secciones. La diorita, gabro y hornblendita son litologías menores; existe un cinturón de 20m de ancho de metagabro pegmatítico a lo largo del contacto meridional de la fase Chingual.

Más al Sur, el mapa del plutón Chingual-La Bonita se basa en información de sólo unas pocas travesías y, el mapa del sector central alrededor del Río El Dorado es altamente interpretativo. Basta decir que las litologías son similares a aquellas de la vía La Bonita, con la excepción del metagranito al Este del Río Cedro, a lo largo del Río Oyacachi. En el Río Diviso, tributario del Río Salado, existe una importante fase de pórfido intruida por una diorita antes del cizallamiento principal. Las metagranodioritas xenolíticas son prominentes como bloques rodados (Lámina 4a) mientras los bloques de gabro pegmatítico contienen hornblenda de hasta 10cm de longitud.

Los análisis químicos de la fase granítica Azafrán se muestran en la página 139. Los diagramas geoquímicos (Figura 8) indican un plutón Tipo-I, lo mismo indica su baja proporción inicial de isótopos de estroncio (Figuras 12a y b). De hecho, en términos de litología, edad y origen, son pocas las diferencias entre los granitoides Azafrán y Zamora. Es su estado tectónico y la naturaleza de la litología de las rocas encajantes, lo que los coloca en diferentes terrenos.

Rocas de metamorfismo de contacto y skarns

Andalucita, cordierita y sillimanita de metamorfismo de contacto fueron observadas en el Cerro Hermoso (Figura 11) y en otras partes en rocas metasedimentarias cerca del cinturón granitoide Azafrán. Un cinturón de mármol ‘esponjoso’ granatífero yace cerca de la falla Cerro Hermoso (Figura 11), con cloritoide prismático cortando el clivaje regional en la misma área. Tales fenómenos post-tectónicos son atribuidos a la fase Azafrán; a pesar de que el clivaje, cortado por estos minerales, también afecta al plutón.

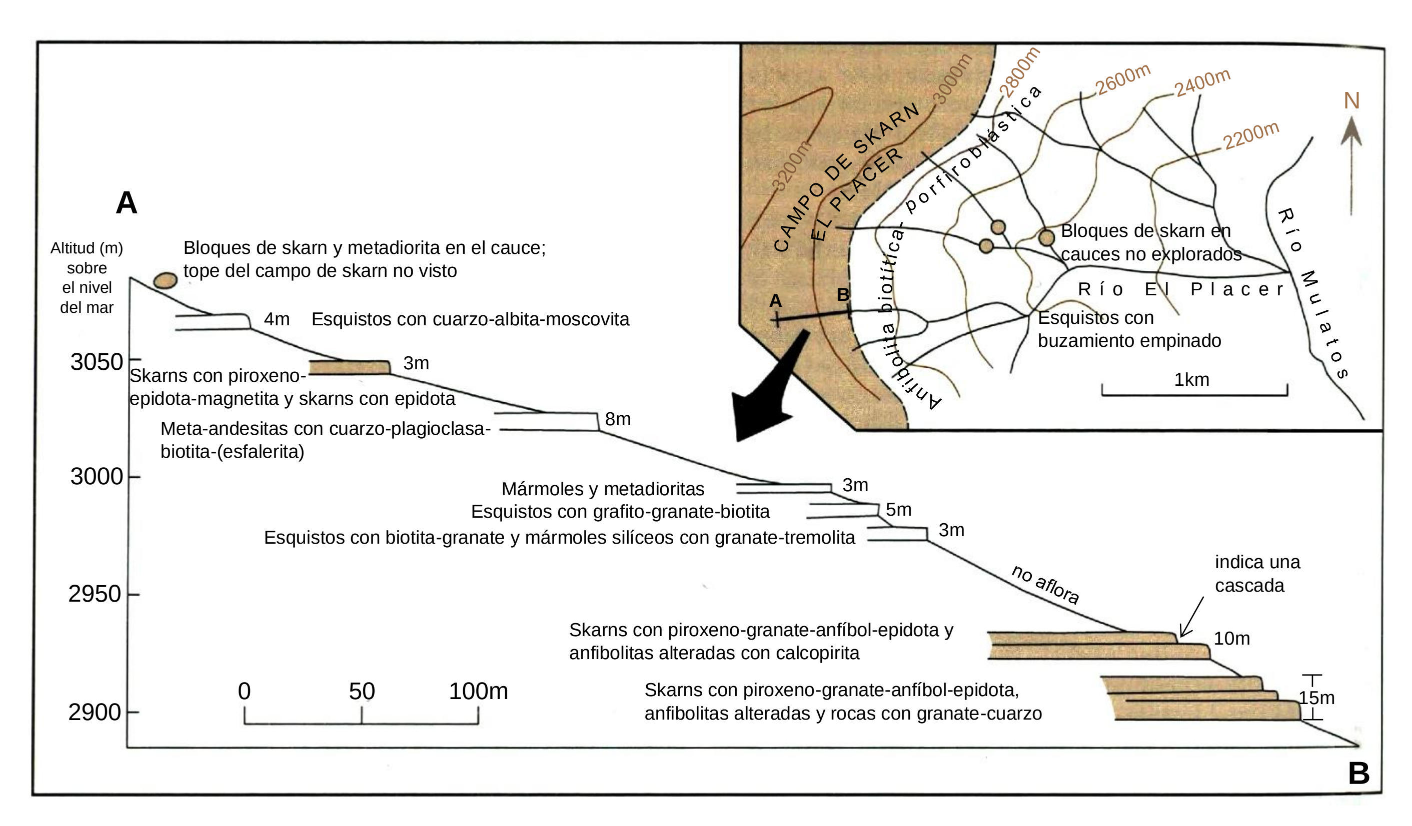


Figura 13. Mapa de ubicación y sección de un cauce del campo de skarn El Placer. Los skarns están coloreados.

Los skarns están ampliamente distribuidos dentro del terreno Salado del Norte de la Cordillera Real (Litherland et al., 1992b). Fueron por primera vez descubiertos, por el personal del Proyecto, como bloques rodados en el Río Mulatos en 1986. En 1987 una expedición de seguimiento rastreó estos bloques hasta el campo de skarn El Placer. En 1988 el campo de skarn Urcucocha fue descubierto, y, en 1989 se descubrió el de Sara Urcu. Entretanto, el skarn Inga fue descubierto a través del Río Mulatos desde El Placer por el Ing. L. Torres, y el campo Río Verde por el Ing. E. Salazar.

Estos campos de skarn se muestran en el mapa acompañante junto con ocurrencias de bloques rodados de skarn, que indican la existencia de otros campos aún por ser descubiertos. Por ejemplo, puede predecirse el afloramiento de nuevos campos entre Sara Urcu y el Río Oyacachi y, entre los Ríos Oyacachi y Papallacta. También existe un campo a lo largo de la principal divisoria de aguas, alrededor de 10km al Sur de La Bonita: las corrientes que drenan al Este y Oeste contienen skarns con epidota y rocas bandeadas silíceas skarnificadas. Todos estos campos, conocidos o supuestos, se encuentran en el tope de la divisoria de aguas de la cordillera, en niveles de 2000-4500m sobre el nivel del mar, lo que en parte explica el escaso reconocimiento previo.

Los campos de skarn tienen espesores, en la región, de 200-300m, exhiben contactos tectónicos y contienen intercalaciones tectónicas de otras rocas, en gran parte metamorfizadas regionalmente. Por lo general, muestran una foliación subhorizontal y sus afloramientos se interpretan como klippen de alto-nivel; forman enormes volúmenes de roca a lo largo de la divisoria de aguas de la cordillera.

El campo El Placer (Figura 13) fue descubierto rastreando bloques rodados en el Río El Placer hasta su fuente, 1000m arriba de su confluencia con el Río Mulatos. Algunos de estos bloques son gigantes (Lámina 5a). La foliación tectónica subhorizontal en los skarns contrasta con la empinada foliación de los esquistos y gneises en el Río Mulatos. La secuencia tectónica en este campo de skarn (Figura 13) es subyacida por una gruesa formación de anfibolita biotítica, porfiroblástica, masiva, con mármoles y rocas ultramáficas subordinadas. El skarn El Placer continúa en altos-niveles hacia el Este a través del Río Mulatos, en la forma del campo de skarn Inga. Termina hacia el Oeste a lo largo de la falla Llanganates, a lo largo de la cual, en el Río Parcayacu, existe una delgada ocurrencia subvertical de skarn (comunicación oral, A. Egüez). Más al Sur, cerca del Río Pastaza, el skarn Río Verde fue localizado a sólo 2100m sobre el nivel del mar (m.s.n.m.).

Al Norte de El Placer, el campo Urcucocha fue descubierto en afloramiento, en la travesía Antisana-Cosanga, a ~4000 m.s.n.m. (Lámina 5c). La unidad forma una pequeña cresta de casi 200m de altitud a lo largo de la principal divisoria de aguas. Cuatro unidades tectónicas individuales pueden ser mapeadas dentro de un sinformal suave (Figura 19). La más baja (150m) y la tercera (50m) unidad están dominadas por skarns epidóticos masivos (Lámina 5c); la segunda (80m) y la cuarta (50m) son esquistos con cuarzo-moscovita-biotita, de grano fino, probablemente de origen volcánico félsico. Aún más al Norte, los skarns en Sara Urcu, a más de 4000 m.s.n.m., tienen un buzamiento empinado y están asociados con mármoles negros. Es interesante notar el incremento de la altitud en los skarns hacia el Norte.



Lámina 5. Skarns (ver también la Lámina 19).

(a) Enorme bloque de skarn en el Río El Placer (Figura 13) derivado del campo de skarn El Placer (fotografía M. L.).

(**b)** Skarn aurífero con el bivalvo triásico *Costatoria*, de la colección del Sr. Magner Turner de Zamora, reportado de la mina Guaysimi Alto cerca de Nambija (fotografía R. A. J.).

(c) Descubrimiento del campo de skarn Urcucocha. Miguel Pozo indica la inclusión de carbonato en el skarn epidótico masivo que forma la cresta de la cumbre (Figura 19) (fotografía: M. L.).

(d) Skarn con epidota (verde) y adularia (rosado) de la mina Campanilla cerca de Nambija. También se encuentra pirita y calcopirita (fotografía R. A. J.).

Usualmente los afloramientos y bloques rodados son masivos y multicoloridos debido al granate rosa, el piroxeno y epidota verde, la magnetita y la hornblenda negra, con una diagnóstica meteorización de “piel de elefante”; bloques individuales o bandas pueden conformar una roca monominerálica epidótica o una roca granatífera. Un clivaje de fractura o gneisificación local (Lámina 19b) es paralelo a la esquistosidad regional en los adyacentes esquistos o gneises, el cual puede estar acompañado de vetas de cuarzo y calcita para producir estructuras agmatíticas.

Estudios petrográficos (Thompson, 1987; Williams, 1987; Fortey, 1990; Litherland et al., 1992b) indican que la skarnificación afectó a una variedad de sedimentos metamorfizados y rocas volcanogénicas, también a intrusiones dioríticas de alto nivel no-deformadas. Las litologías precursoras incluyen a esquistos semipelíticos, pelíticos y grafíticos, mármoles, esquistos feldespáticos de probable composición dacítica, y anfibolitas.

Varios especímenes preservan etapas de alteración metasomática incompleta de las litologías parentales. Por eso, los esquistos pelíticos ricos en cuarzo de los bloques del Río Oyacachi contienen porfiroblastos no-deformados de wollastonita los cuales probablemente representan la descarbonización de la original roca margosa, además, los esquistos metavolcánicos feldespáticos, de esta área, tienen alteración-en parches de biotita de grano fino, posiblemente como resultado del metasomatismo-K antes de la parcial skarnificación a un piroxeno diopsídico.

Muchos especímenes representan a rocas sujetas a una skarnificación más completa: una roca monominerálica de grandita probablemente se formó por la alteración de metasedimentos; las piroxenitas y epidotitas de volcánicos básicos. Esto es evidente en afloramiento en Urcucocha, donde los skarns epidóticos preservan relictos de roca-verde andesítica. Muestras de turmalina masiva, de grano fino indican que el metasomatismo bórico de rocas pelíticas metasedimentarias estuvo asociado, localmente al menos, con la principal formación de skarn.

Los skarns poliminerálicos tienen un origen más incierto. En estas rocas se presenta un patrón de desarrollo multietapa típico de skarns cálcicos. Cristales milimétricos de grandita y pequeños gránulos de clinopiroxeno aparecen en cercana asociación: una paragénesis evidentemente desarrollada en una etapa de alta-temperatura de la alteración. El granate pálido es isotrópico a débilmente-birrefringente, los resultados del microanálisis con sonda de electrones (EPMA) (Fortey, 1990) indican una composición de grosularia-andradita de variada proporción Ca/Fe^{+3} (Litherland et al., 1992b). Las composiciones de los piroxenos acompañantes incluyen hedenbergita y diópsido de proporción Mg/Fe^{+2} intermedia. El piroxeno sódico por lo general forma skarns piroxénicos masivos y también está presente como cristales relictos envueltos en epidota. Este último mineral también parece representar una etapa tardía, probablemente más fría, de alteración, asociada con una segunda generación de granate, hornblenda azul-oscuro, rica en hierro, y trazas de biotita. Los resultados de EPMA de hornblenda (Fortey, 1990; Litherland et al., 1992b) indican composiciones edeníticas, pargasíticas y hastingsíticas.

Los protolitos de los campos de skarn del Norte y de aquellos tectónicamente asociados son idénticos a las litologías ya descritas de las unidades Upano, Cuyuja y Cerro Hermoso, y granitoides Azafrán. Se ha sugerido (Litherland et al., 1992b) que la secuencia volcanosedimentaria representada por estas unidades fue corrida hacia el Este a lo largo de la falla Llanganates y skarnificada sobre el caliente batolito Azafrán, aplanándose en los niveles más altos, en la forma de una cinta transportadora. Este modelo podría explicar la presencia de una napa de skarn extendida por lo menos 150km a lo largo de la cordillera, que ahora estaría erosionada formando aislados klippen.

TERRENO ALAO

Esta división tectonoestratigráfica metamórfica consiste en rocas metavolcánicas y metasedimentarias de las unidades Alao-Paute, El Pan y Maguazo, de edad jurásica; a diferencia de los otros terrenos mayores, aquí no existe una fase plutónica. Toma el nombre del valle de Alao (con rumbo-Oeste) (Lámina 6), que cruza el terreno y contiene una ruta accesible. El terreno Alao (Figura 9) esencialmente es un cinturón de rocas-verdes de hasta 35km de ancho aflorante a lo largo de las pendientes occidentales de la cordillera, en algunos lugares como inliers dentro del valle Inter-Andino; su situación lo hace más accesible que los otros terrenos más al Este. La mayor parte está enterrada por depósitos volcánicos cenozoicos, especialmente al Norte y Sur de la cordillera, dejando un segmento central bien-expuesto de 200km de longitud, entre Píllaro y Sigsig, a lo largo del cual las tres subdivisiones forman fajas paralelas continuas. Sin embargo, los aislados afloramientos meridionales, cerca de Saraguro y Quilanga, son importantes en cualquier apreciación regional.

El terreno Alao está limitado al Este, a través de la falla Baños, por el terreno metamórfico Loja del Paleozoico-Triásico, y, al Oeste, a través de la falla Peltetec, por el terreno jurásico Guamote y, más al Sur, por los terrenos Chaucha y Amotape del Paleozoico-Triásico.

Unidad Alao-Paute (?Jurásico)

Esta nueva unidad describe el principal cinturón de rocas-verdes del terreno Alao. Está bien expuesto en secciones de carretera a lo largo de los Ríos Alao, Paute y Pastaza, en la región de Gualaceo-Sigsig y en el camino de Atillo a Macas, donde forma un cinturón de hasta 15km de ancho. Las rocas exhiben permanentemente un clivaje o esquistosidad de empinado buzamiento. Los contactos con las adyacentes unidades El Pan y Maguazo son considerados como tectónicos.

Varios geólogos han visitado y descrito las secciones de carretera accesibles a través de esta unidad (Sheppard y Bushnell, 1933; Liddle y Palmer, 1941; Sauer, 1965; Kennerley, 1971; Bristow, 1973; Trouw, 1976; Herbert, 1977); pero el presente mapeo ha establecido el cinturón de rocas-verdes desde el Río Paute hasta el Río Pastaza.

En la zona del Río Paute, Bristow (1973) nombró como metavolcánicos San Francisco a esta unidad, y sugirió una edad cretácica superior basado en evidencia de la transición con rocas no-metamorfizadas de las Formaciones Yunguilla y Piñón más al Oeste.



Lámina 6. Valle de Alao: vista general hacia el Oeste, con el pueblo de Alao en primer plano (fotografía R. A. J.).

Edades K-Ar de muestras de filitas intercaladas dieron resultados de 88 Ma y 92 Ma (Kennerley, 1980) y 61 Ma (Herbert y Pichler, 1983). Las edades K-Ar del Proyecto de hornblendas ígneas entregaron 115 ± 12 Ma y 142 ± 36 Ma (Rundle, 1988). Probablemente son edades mínimas (de reseteo); la edad deposicional tiene más probabilidades de estar en 160 Ma, que es la edad del polen de la asociada unidad Maguazo. La unidad Alao-Paute es cortada por el plutón Magtayán del Cretácico Tardío; ahora se considera que la suavemente plegada Formación cretácica tardía Yunguilla, de la zona de Cuenca, suprayace en inconformidad a las verticalmente foliadas unidades metamórficas del terreno Alao.

En la zona del Río Paute entre Descanso y Gualaceo y al Norte hacia Pindilig, existen afloramientos de lavas masivas, en partes amigdaloides, aglomerados y bandas de filita verde de probable origen tobáceo; flujos individuales pueden ser rastreados por la presencia de topes calcificados. En el diagrama $K_2O + Na_2O$ vs. SiO_2 (Le Bas et al., 1986) (Fortey y Gillespie, 1993), veinte muestras de esta área son predominantemente basálticas con menores cantidades de andesitas basálticas y andesitas. En la zona accesible, algunas de las lavas masivas están esencialmente no-metamorfizadas y contrastan fuertemente con las rocas-verdes y esquistos-verdes más hacia el Este y Norte, una observación que condujo a su separación como una unidad más joven (Sheppard y Bushnell, 1933) o como una etapa en la transición metamórfica (Bristow, 1973). Descripciones petrográficas detalladas de andesitas hornbléndicas pueden ser encontradas en Sheppard y Bushnell (1933).

En el resto de la zona aflorante, la unidad Alao-Paute es generalmente de grado metamórfico más alto, con un incremento en las vetas de cuarzo o carbonato. Lavas metamorfizadas afloran como rocas-verdes, también hay mármoles, cuarcitas, esquistos pelíticos, esquistos grafíticos, esquistos-verdes intercalados: un ensamblaje complicado de distinguir de la unidad Upano, especialmente a través del contacto a lo largo del Río Paute. En ciertos sectores, cinturones miloníticos producen una fuerte, uniforme esquistosidad (Lámina 14c y d), donde rocas-verdes 'masivas' ya no son visibles; este fenómeno puede ser estudiado en los afloramientos accesibles al Sur de Sigsig y en afloramientos a lo largo del Río Pastaza cerca de Baños.

Los ensamblajes mineralógicos de estas rocas son típicos de la facies de esquistos-verdes. Las rocas-verdes y esquistos-verdes contienen cuarzo + clorita + albita ± carbonato ± epidota ± actinolita ± biotita; mientras que las rocas más pelíticas están dominadas por moscovita + clorita ± cloritoide.

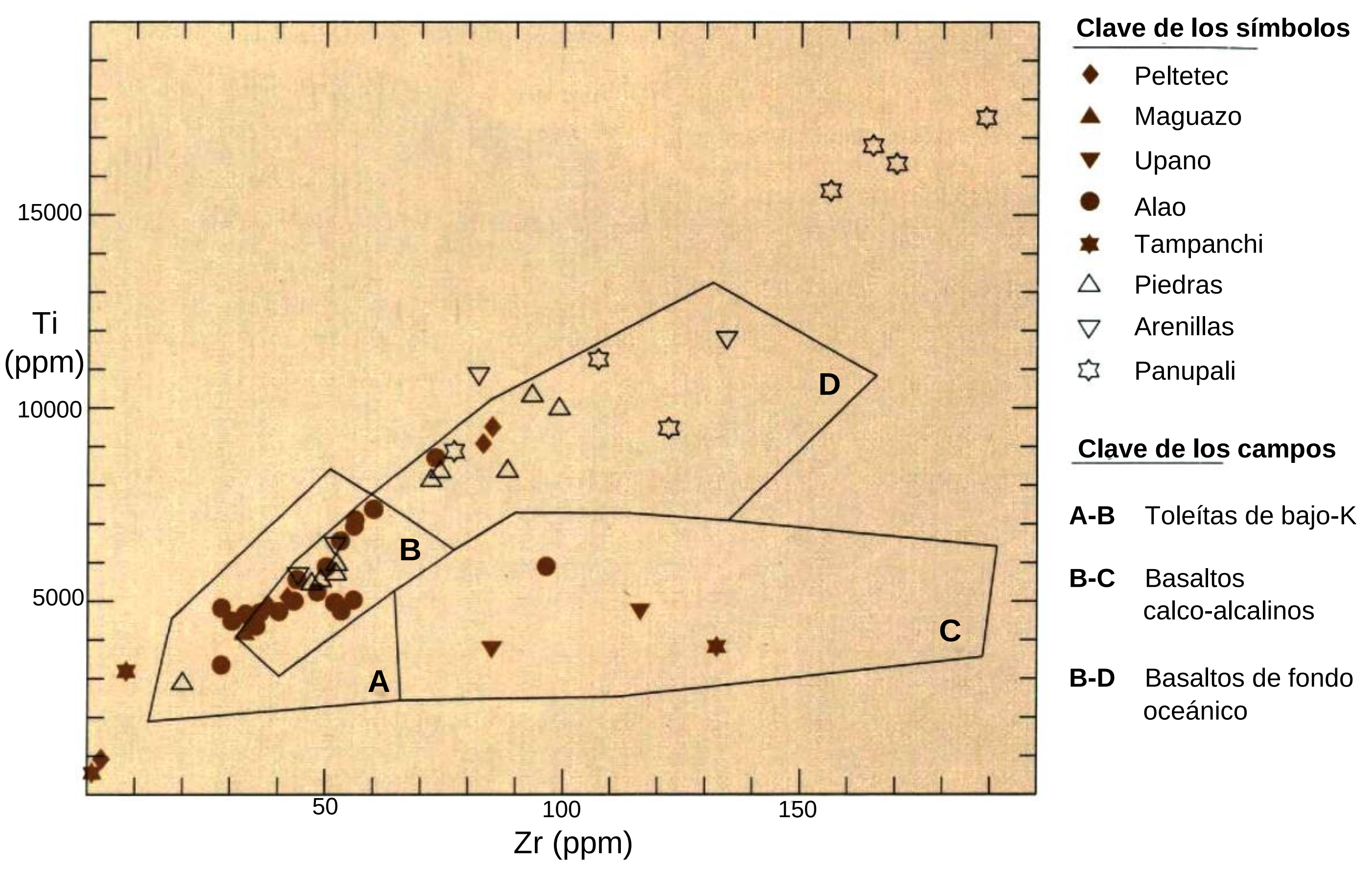


Figura 14. Rocas básicas de los cinturones metamórficos del Ecuador en el diagrama Ti vs. Zr de Pearce y Cann (1973).

En términos de su geoquímica, en el diagrama de Ti vs. Zr de Pearce y Cann (1973), las veinte muestras de Alao-Paute se grafican en la tendencia de Basaltos de Fondo Oceánico (Figura 14), y, por tanto, confirman su previa identificación como basaltos toleíticos por Herbert (1983). En el diagrama rock/MORB (Pearce, 1983) (Figura 15a), es evidente que existe una considerable dispersión de valores, particularmente para los elementos LIL. De las características generales, los valores de Nb, Zr, Ti e Y son cercanos a la unidad, indicando poca o nula contaminación cortical, mientras que los elementos LIL señalan varios grados de enriquecimiento (relacionado con subducción) de basalto de dorsal oceánica. La variabilidad del Cr y Ni sugiere que el fraccionamiento de fases máficas y mineralógicas también ha sido importante en la diferenciación de este grupo, pero la debilidad de la tendencia del enriquecimiento de Sr sugiere que el fraccionamiento de la plagioclasa fue de significancia menor.

Los datos anteriores indican que la unidad Alao-Paute pertenece a un arco de islas oceánicas con un componente subordinado sedimentario de aguas profundas.

Unidad El Pan (Jurásico)

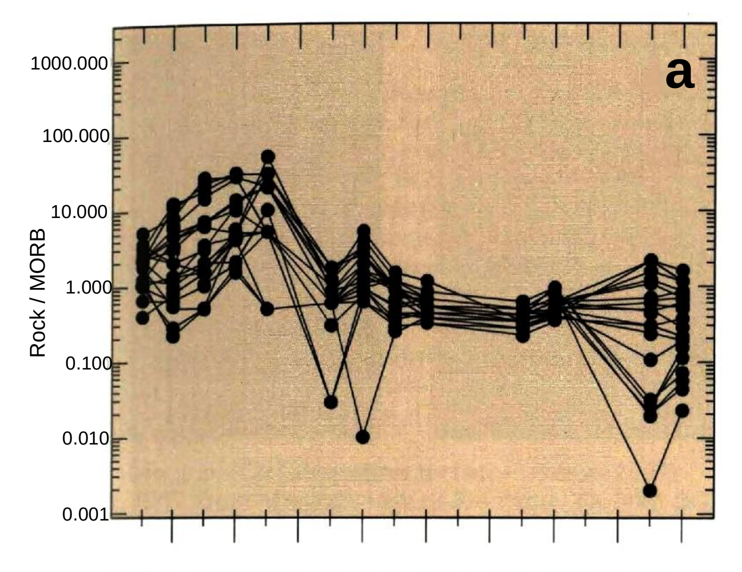
Ésta, en esencia, corresponde a los esquistos El Pan de Bristow (1973), una facies volcanosedimentaria metamorfizada dentro del afloramiento del terreno Alao, particularmente carente de las rocas-verdes masivas. La unidad se presenta como un cinturón alargado de 70km de longitud y hasta 7km de ancho, el cual abarca el sector (con rumbo andino) del curso del Río Paute; también se interpreta su ocurrencia en el aislado inlier, hacia el Sur cerca de Saraguro. Una muestra recolectada de esta última localidad contiene una espora tentativamente identificada como *Uvaesporites* sp. (Riding, 1989b), un género bien representado en el Jurásico Medio a Cretácico Temprano de Europa.

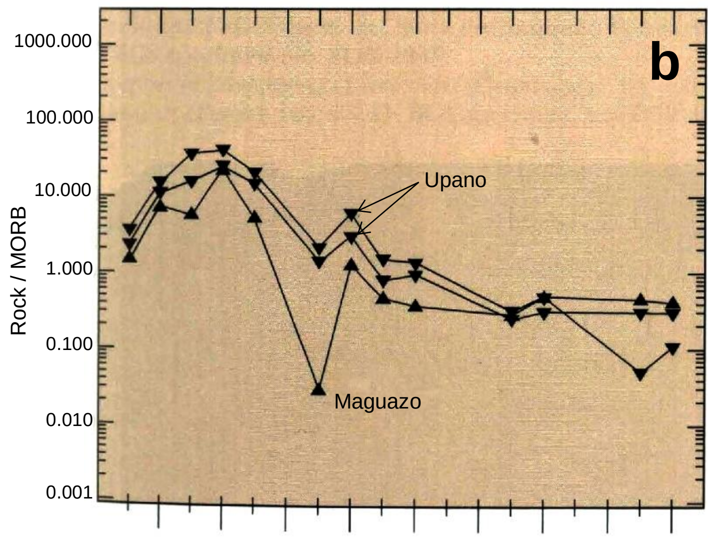
Las litologías consisten en esquistos-verdes con cuarzo-calcita-clorita, esquistos grafíticos y filitas cuarzo-sericíticas con menores cantidades de cuarcitas, esquistos con cuarzo-albita-epidota-clorita, esquistos con actinolita-clorita, mármoles negros, rocas calcosilicatadas ricas en epidota y rocas con tremolita-clinozoisita. Esto sugiere tobas calcáreas, arcillas y margas metamorfizadas; no existe evidencia de que los esquistos-verdes sean lavas fuertemente milonitizadas.

La unidad El Pan podría representar una secuencia marina de trasarco para el arco de islas oceánico Alao-Paute. Particularmente, es importante la ausencia de formaciones turbidíticas masivas, encontradas, por ejemplo, en la unidad Maguazo.

Unidad Maguazo (Jurásico)

Esta nueva subdivisión se refiere a un cinturón de rocas volcánicas y turbidíticas metamorfizadas, rastreables desde un inlier cerca de San José de Poaló en el Norte, hasta el Río Paute en el Sur, una distancia de alrededor de 200km. Existen afloramientos accesibles cerca del puente de Maguazo a lo largo del Río Alao y, a lo largo de las vías Penipe-Río Blanco, Guamote-Atillo y Guasuntos-Zula, también en la vía de Cuenca a Gualaceo. El cinturón es de 5-10km de ancho y exhibe contactos tectónicos con la ofiolita Peltetec en el Oeste y, la unidad Alao-Paute en el Este a lo largo de la falla San Antonio (Figura 16). Recientes estudios detallados al Noreste de Cuenca y Oeste de Pindilig (comunicación oral, M. Merlyn) indican la presencia de las turbiditas Maguazo al Este de la falla San Antonio, donde Bristow et al. (1975) mapeó la Formación cretácica Yunguilla. Existen afloramientos accesibles de esta sección a lo largo de la vía que sigue el Río Dudas.





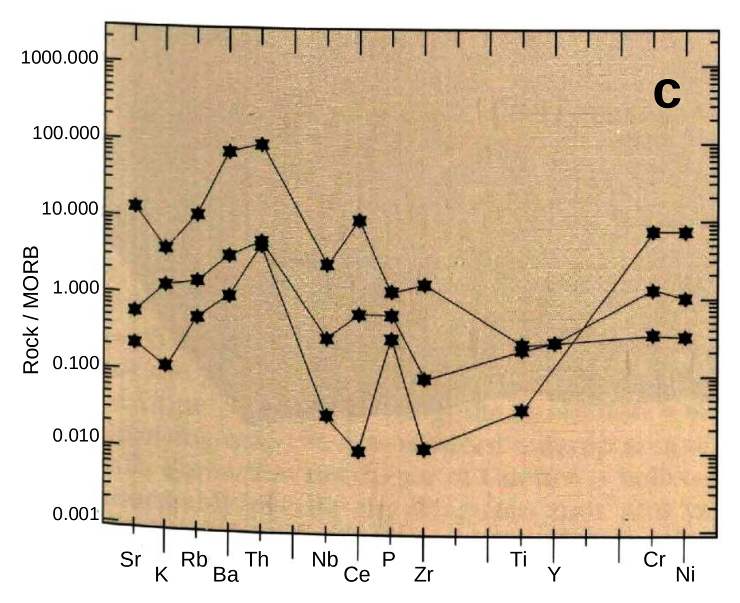


Figura 15. Rocas máficas de la Cordillera Real en el 'diagrama spider' MORB normalizado de Pearce (1983)

(a) Rocas-verdes Alao-Paute;

(b) Rocas-verdes Upano y Maguazo;

(c) Rocas máficas y ultramáficas Tampanchi

La unidad Maguazo contiene importantes restos fósiles (Aspden e Ivimey-Cook, 1992). Un bloque rodado de filita calcárea y chert de las partes bajas del Río Jadán, en la vía Cuenca-Gualaceo, proporcionó acritarcos café-oscuros de probable edad ordovícica, junto con esporas, quistes de dinoflagelados y polen del Mesozoico (Molyneux, 1988b; Riding, 1988). Los granos de polen incluyen: *Callialasporites dampieri* (Balme, 1957) Sukh Dev 1961; *C. segmentatus* (Balme, 1957) Sukh Dev 1961; *C. turbatus* (Balme, 1961) Schultz, 1967 (Lámina 7d); *Cerebropollenites macroverrucosus* (Thiergart, 1949) Schultz, 1967; *Classopollis meyeriana* Klaus 1960; *Cycadopites* (Wodehouse, 1933) Wilson y Webster sp.; y *Perinopollenites elatoides* Couper, 1958. Las esporas son *Cyathidites* sp. Couper, 1953. Los quistes de dinoflagelados incluyen: *Gonyaulacysta eisenackii* (Deflandre, 1938) Dodekova, 1967 emend. Sarjeant, 1982 (Lámina 7a); *G. jurassica* (Deflandre, 1938) Norris y Sarjeant, 1965 emend. Sarjeant, 1982 subsp. *adecta* (Lámina 7c); y formas indeterminadas de *Gonyaulacoid* y *Sentusidinium* Sarjeant y Stover, 1978 sp. Especies de *Micrhystridium* Deflandre, 1937 y *Tasmanites* Newton 1875 también fueron observadas.

La presencia de *G. eisenackii* y *G. jurassica adecta* indica una edad del Calloviense/Oxfordiense. En Europa, la primera de éstas se restringe a estos pisos (Berger, 1986; Riding, 1987) y es más común entre el Calloviense Medio y Oxfordiense Medio (166-160 Ma).

Los acritarcos incluyen formas correspondientes a *Cymatiogalea, Acanthodiacrodium* y *Polygonium*. Esto sugiere una edad del Ordovícico Temprano, habiendo sido retrabajados en los sedimentos jurásicos de la unidad Maguazo.

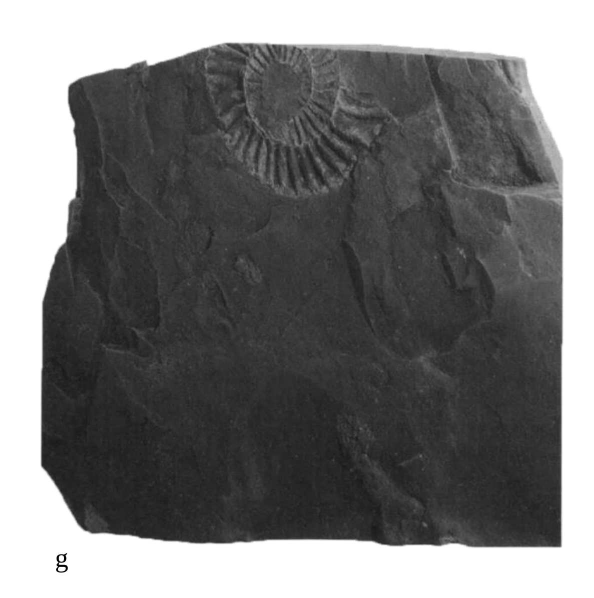
Muestras recolectadas de afloramientos de la unidad Maguazo de las inmediaciones de la Quebrada Totora Yacu (**7417-96849**), a lo largo de la vía Cuenca-Gualaceo al Este del Río Jadán, también contienen palinoflora (Riding, 1989a; Aspden e Ivimey-Cook, 1992). Éstas incluyen al polen *Perinopollenites elatoides* y *Classopollis classoides* (Pflug, 1953) Pocock y Jansonius, 1961; y al quiste de dinoflagelado *Sirmiodinium grossii* Alberti, 1961 emend. Warren, 1973. La asociación del polen indica una edad del Jurásico-Cretácico, pero *Sirmiodinium grossii* la reduce entre el Bathoniense Superior y Albiense Inferior (Woollam y Riding, 1983). También se observó acritarcos, similares a las formas ordovícicas descritas anteriormente.

Estos datos palinológicos establecen una edad jurásica para la unidad Maguazo y por tanto niega la hipótesis de Bristow (1973), la cual correlaciona las rocas metasedimentarias del presente terreno Alao con la Formación del Cretácico Superior, no-metamorfizada Yunguilla. En el mapa acompañante, se considera que la ahora-reducida área aflorante de la Formación Yunguilla al Noreste de Cuenca suprayace a la unidad Maguazo y a otras rocas del terreno Alao.

a b c d

e

f



g



Lámina 7. Fósiles jurásicos.

(a) Quiste de dinoflagelado *Gonyaulacysta eisenackii* (Deflandre, 1938) Dodekova, 1967 emend. Sarjeant, 1982, de la Unidad Maguazo del Río Paute. Vista central, composición microfotográfica usando contraste de fases, (× 500), espécimen del BGS No. MPK 9456.

(b) Quiste de dinoflagelado *Gonyaulacysta jurassica* (Deflandre, 1938) Norris & Sarjeant, 1965 emend. Sarjeant, 1982 (subespecie incierta), de la Unidad Maguazo del Río Paute. Vista dorsal, composición microfotográfica, (×500), BGS No. MPK 9457).

(c) Quiste de dinoflagelado *Gonyaulacysta jurassica* subspecie *adecta* Sarjeant, 1982 variedad *adecta*, de la Unidad Maguazo del Río Paute. Vista dorsal oblicua, alto enfoque, (×500), espécimen del BGS No. MPK 9458.

(d) Grano de polen *Callialasporites turbatus* (Balme, 1957) Schultz, 1967, de la Unidad Maguazo del Río Paute. (×500) espécimen del BGS No. MPK 9459.

(e) Amonite *Leptechioceras* sp., de la Formación Santiago. (×1), espécimen del BGS No. FOR 4806.

(f) Amonite *Paltechioceras* sp., de la Formación Santiago. (×1), espécimen del BGS No. FOR 4808.

(g) Amonite *?Arnioceras* cf *ceratoides* (Quenstedt), de la Unidad Cebadas (Figura 16). (×1), espécimen del BGS No. FOR 4924.

La unidad Maguazo está dominada por una secuencia ligeramente metamorfizada de basaltos andesíticos-turbiditas. En el Río Maguazo, las turbiditas son de grano fino y silíceas (Figura 16), pero son más volcanoclásticas en la Quebrada Totora Yacu (Río Paute), donde un sinclinal de primera fase puede ser observado. En estos últimos afloramientos las turbiditas muestran divisiones laminadas y no laminadas de tobas calcáreas; se presentan estructuras de carga (*load casts*) y ondulaciones (*ripple marks*), además existen sills felsíticos clivados. El débil metamorfismo y la presencia de un primer clivaje no-penetrativo, con buzamiento empinado, garantiza la preservación de estructuras sedimentarias útiles como indicadores de polaridad. Por tanto, la estratificación gradada, estratificación cruzada y, estructuras de base (*bottom structures*) en las rocas de buzamiento empinado del área tipo del Valle de Alao también indican la presencia de un sinclinal de primera fase, además, puede elucidarse un esquema estratigráfico para esta unidad (ver el corte en la Figura 16), el cual tiene un espesor mínimo de 3km. Estas estructuras plegadas parecen ser coherentes y contrastan con la mélange tectónica que caracteriza a la ofiolita Peltetec inmediatamente al Oeste.

Los basaltos andesíticos asociados son masivos y no-clivados y, sólo ligeramente metamorfizados, en contraste con las rocas-verdes y esquistos-verdes de la unidad Alao-Paute al Este de la falla San Antonio (Figura 16). Una muestra analizada indica patrones geoquímicos similares a la unidad Alao-Paute (Figuras 14 y 15b). Los aglomerados están asociados con tobas a lo largo de la vía Cuenca-Gualaceo, cerca de la Quebrada Totora Yacu.

Litologías menores de la unidad Maguazo incluyen filitas moradas y negras, ferruginosas o piríticas en algunas partes; filitas verdes de origen tobáceo; ortocuarcitas de grano fino, rojizas (Atillo, Alao); y cherts. Los bloques chertosos rojos en el Río Jadán (Valle de Paute) son particularmente notables, pero la fuente de estos bloques no ha sido rastreada, serían derivados de la ofiolita Peltetec. Cherts negros y blancos están expuestos a lo largo del Río Zula junto con rocas volcánicas ácidas silíceas de grano fino. Mármoles negros o pálidos también se observaron a lo largo de las vías Huargualá, Paute y Zula, la última sección también exhibe calizas brechosas. En el Río Blanco de Patate existe un horizonte marcador de areniscas calcáreas negras de posible origen turbidítico.

La unidad Maguazo puede ser interpretada como una posible secuencia marina de antearco del arco de islas oceánicas Alao-Paute. La presencia de turbiditas y acritarcos retrabajados podría indicar un ambiente de alta-energía, y la proximidad de rocas fuente ordovícicas, no-metamorfizadas o de bajo grado.

TERRENO GUAMOTE

Esta nueva división tectonoestratigráfica (Figura 9) consiste en cuarcitas y pizarras metamorfizadas del Jurásico-Cretácico Inferior, las cuales afloran en inliers de basamento a lo largo de la pendiente occidental de la cordillera al Norte de Cuenca, el más largo se ubica al Este de Guamote. Al Norte de Riobamba sólo existen tres afloramientos: un posible inlier cerca de Patate; un pequeño inlier en el Río Yanayacu al frente de la planta hidroeléctrica Pisayambo; y en las colinas al Este de Ambuquí en el extremo Norte cerca de Colombia. Las rocas de esta unidad son accesibles y están bien expuestas a lo largo de la autopista Panamericana, justo al Sur de Guamote y, cerca de Ambuquí en el valle del Chota.

El terreno Guamote limita al Este, a través de la ofiolita Peltetec, con el terreno Alao de similar edad, pero de diferente ambiente geológico. Al Oeste parece estar limitado por la falla Ingapirca y por tanto se encuentra en un cinturón de hasta 15km de ancho controlado por fallas. Sin embargo, es posible que al Oeste de la falla Ingapirca las rocas Guamote se encuentren completamente enterradas por los jóvenes volcánicos cenozoicos. Bloques rodados de cuarcita tipo-Punín fueron encontrados al Oeste de esta falla en la Quebrada Bashog, 1.5km al Sur de Yaruquíes, pero estos serían derivados de conglomerados más jóvenes.

Un fósil de amonite fue descubierto en una pequeña cantera de carretera en las pizarras negras de Cebadas (**7701-97956**) (Figura 16); búsquedas exhaustivas fallaron en proporcionar más material. Es una réplica (*cast*) cizallada (Lámina 7g) muy parecida a *Arnioceras* cf. *ceratoides* (Quenstedt) del Sinemuriense Inferior (Ivimey-Cook y Howarth, 1991). Las otras posibilidades consideradas son: *Arieticeras*, *Vermiceras* y *Leptechioceras*, también del Jurásico Inferior. También estaban presentes varios bivalvos pequeños comparables con *Lucina* o la pequeña *Homomya*.

Un fragmento de amonite indeterminado recolectado de la cantera en las cuarcitas de Punín, cerca del viejo puente en Guamote (**7545-97873**), indica un estilo ornamental parecido al del género *Olcostephanus,* del Valanginiense Superior (Cretácico Inferior) (Woods y Morris, 1992). Esta muestra corresponde al difunto Ing. Víctor Pérez, quien también recolecto un fragmento de madera fosilizada de la misma localidad.

Carbón y sedimentos carbonosos, que afloran a lo largo de la vía (**7768-98554**) desde el Río Patate hasta el pueblo de Patate, podrían ser parte del terreno Guamote. Muestras recolectadas por el difunto Dr. F. Dugard contenían las microesporas cf. *Deltoidospora* sp. y *Cicatricosisporites* sp. (Warrington, 1987). La última fue originalmente descrita en depósitos eocénicos de Hungría y, se sabe que llega hasta el Jurásico Tardío. La aparente ausencia de polen *Angiosperma*, el cual sería previsto por su asociación con *Cicatricosisporites* en ensambles cretácicos más jóvenes y post-cretácicos, favorecería una edad jurásica tardía a cretácica temprana (Warrington, 1987).

En el mapa acompañante, las rocas del terreno Guamote están divididas en tres unidades: unidad cuarcítica Punín y las unidades pizarrosas Cebadas y Guasuntos. Todas presentan clivajes suaves u horizontales, en un marcado contraste con las rocas metamórficas de la ofiolita Peltetec y del terreno Alao.

La **Unidad Punín** abarca cuarcitas y pizarras menores. Exhibe cambios litológicos de Norte a Sur. En el inlier de Punín y el sector de Guamote, las cuarcitas son blanquecinas a gris-medio, rosadas o rojas y, varían desde tipos feldespáticos de grano medio, pasando por tipos de grano grueso, hacia conglomerados con clastos de hasta 1cm de diámetro. Éstas se encuentran intercaladas con pizarras negras, grises, moradas, verdes o blanquecinas, las cuales, en la pequeña cantera 200m al Este de Punín, están esencialmente no-metamorfizadas. Otras características incluyen: la madera fosilizada reportada de la cantera Guamote; la presencia de areniscas ferruginosas de grano fino; y concreciones de arcilla (ferruginosas en partes) de hasta 20cm de diámetro en las cuarcitas. Las cuarcitas de grano grueso tienen clastos subredondeados a angulosos, dominados por cuarzo lechoso con clastos subordinados de cuarzo ahumado, pellets de lodolita y volcánicos ácidos recristalizados, de grano fino, ricos en pirita, en una matriz de cuarzo de grano fino más redondeado.

Al Sur alrededor de Palmira, los conglomerados también son de color gris pálido, pero las cuarcitas son grises o negras debido a la presencia de cuarzo ahumado. Los clastos de cuarzo azul también fueron observados, posiblemente se derivaron de los granitos con cuarzo azul tipo-Tres Lagunas del Triásico descritos anteriormente. La fracción de pizarras es gris a negra sin las intercalaciones multicolores de los afloramientos septentrionales. Más al Sur a lo largo de los Ríos Zula, Silante y San Pedro, la unidad Punín es enteramente gris a negra. Las cuarcitas son de grano fino a medio, pobremente sorteadas y dominadas por clastos de cuarzo ahumado con cuarzo azul subordinado. En esta área la unidad incluye a la “Formación Ingapirca” mapeada por Bristow et al. (1975) como una extensión de la Formación cretácica superior Yunguilla.

En el inlier de Ambuquí, cerca de la frontera con Colombia, las rocas del terreno Guamote están dominadas por cuarcitas subvítreas, de grano fino y pizarras negras grafíticas. En el extremo Oeste, en el valle Cachiyacu, también están presentes cuarcitas y filitas pálidas.

Las **unidades Cebadas** y **Guasuntos** son, en esencia, subdivisiones de pizarras negras con cuarcitas subordinadas de grano fino a medio, negras o grises (Lámina 8). En el mapa acompañante, el afloramiento de Ambuquí está incluido en esta unidad, aunque la fracción de cuarcitas de grano fino, negras y grises abarca casi la mitad de estas rocas.

El terreno Guamote es una secuencia marina del Jurásico Inferior posiblemente hasta el Cretácico Inferior, la cual incluye conglomerados de agua-somera y árboles fosilizados. De hecho, el terreno comprende una secuencia marina del Jurásico Inferior mezclada, tectónicamente, con depósitos de agua-somera del Cretácico Inferior. Las rocas contienen cuarzo ahumado y azul, probablemente de la erosión de granitos tipo-Tres Lagunas y algunos volcánicos ácidos, los cuales fueron depositados rápidamente, aspecto evidente debido a la preservación de pirita en los clastos.

ROCAS OFIOLÍTICAS Y MÉLANGES

Cinturón ofiolítico Peltetec

Esta división tectonoestratigráfica fue descubierta durante el primer año del Proyecto y fue reconocida como de gran importancia en cualquier interpretación geotectónica regional (Litherland, 1987; Aspden y Litherland, 1987; Aspden et al., 1987; Aspden et al., 1988; Litherland y Aspden, 1990; Litherland et al., 1990; Aspden y Litherland, 1992; Litherland et al, 1992a). El cinturón Peltetec es una zona estrecha, 1-2 km de ancho, con rocas ofiolíticas de empinado buzamiento expuestas en inliers a lo largo de las pendientes occidentales de la cordillera, entre Penipe en el Norte y el Río Zula en el Sur: una distancia de alrededor de 85km. La parte oriental del afloramiento del basamento, en Ambuquí cerca de Colombia, es incluida en esta unidad regional. El cinturón está tectónicamente limitado, al Oeste por las rocas de bajo buzamiento del terreno Guamote, y al Este por la unidad Maguazo del terreno Alao; los afloramientos presentan características de una mélange tectónica. Tanto las rocas de Guamote como las de Maguazo contienen fósiles jurásicos y es posible que los bloques de chert fosilíferos del Río Jadán, atribuidos a la unidad Maguazo, realmente se hayan derivado del cinturón Peltetec. Se interpreta que las tres unidades son suprayacidas inconformemente por el afloramiento de la Formación cretácica superior Yunguilla al Noreste de Azogues.

Las rocas ofiolíticas fueron reconocidas por primera vez a lo largo de la vía Licto-Alao cerca del barranco de un arroyo (**7716-97946**) próximo al pueblo de Peltetec (Figura 16). Existen afloramientos de metagabro en el arroyo, y metabasaltos hacia el Este a lo largo de la vía; están asociados con bloques de otras litologías ígneas máficas, incluyendo serpentinitas y serpentinitas conglomeráticas pretectónicas, ambas se encuentran en el arroyo y más arriba de la empinada ladera.

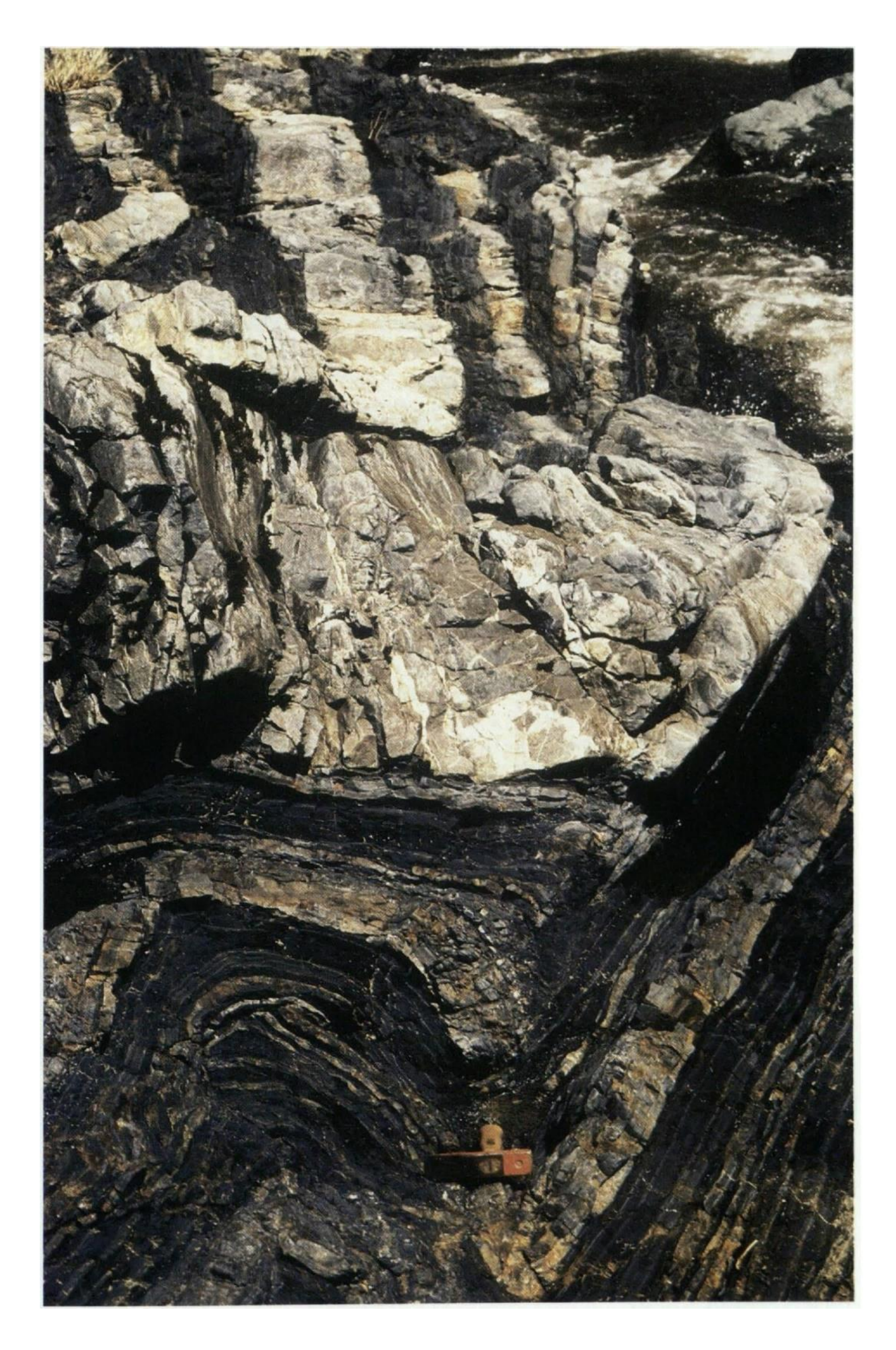


Lámina 8. Rocas del terreno Guamote: cuarcitas y pizarras negras, bandeadas, plegadas de la Unidad Cebadas en el Río Alao (fotografía R. A. J.).

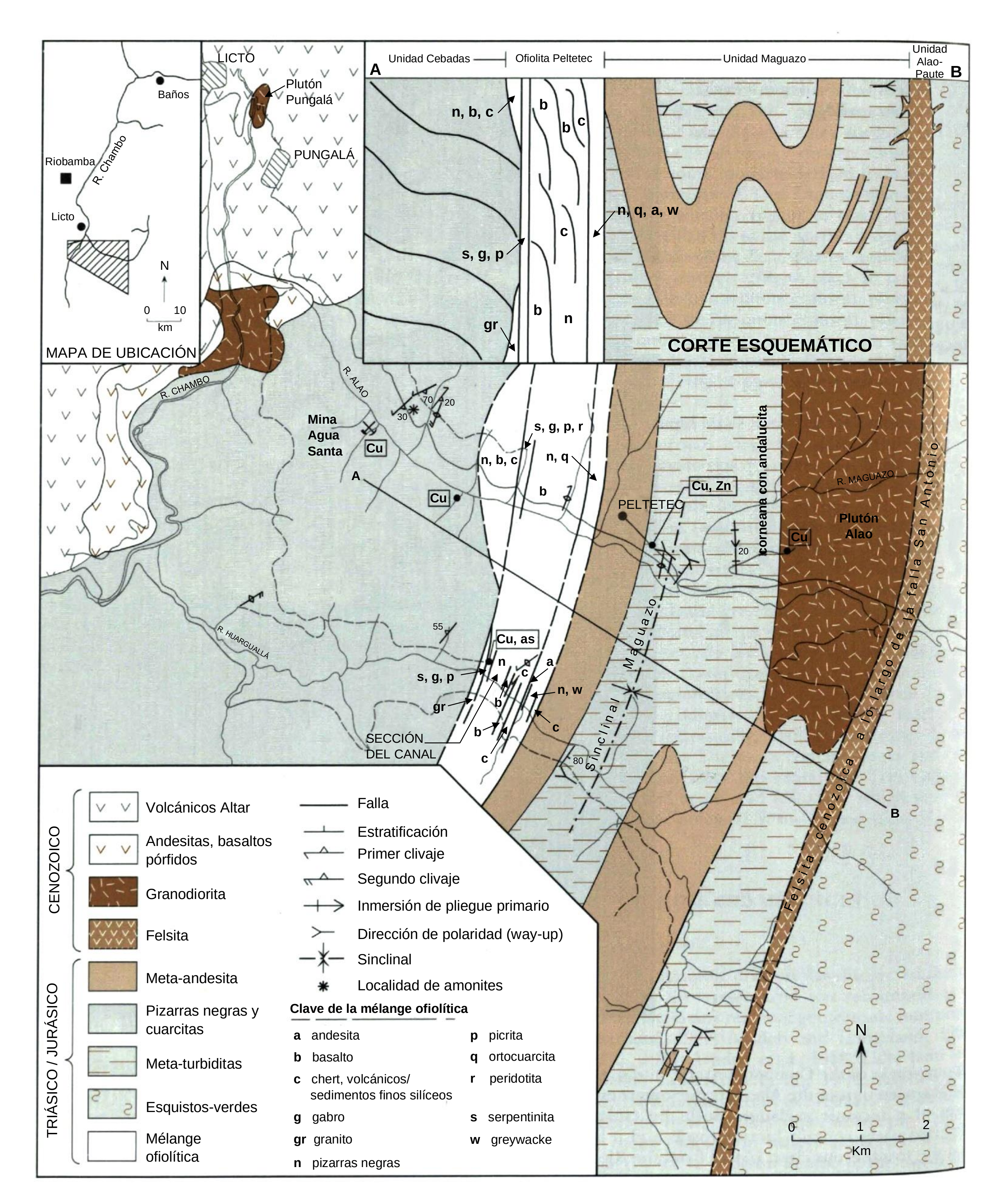


Figura 16. Mapa y corte geológico de la parte inferior del valle Alao y sus alrededores, de Litherland et al. (1992a). Símbolos: Cu = cobre, Zn = zinc; as = asbesto.

Estudios petrográficos (Fortey, 1990; Litherland et al., 1992a) indican una amplia variedad de rocas. Las rocas plutónicas pueden ser divididas en aquellas donde la alteración ha destruido a casi todos los constituyentes primarios y en aquellas donde la augita está sustancialmente inalterada. Entre el anterior grupo existen rocas donde los bordes primarios de los granos están preservados, indicando alteración estática. Los productos de alteración del piroxeno incluyen carbonatos con manchas oscuras, probablemente brucita, e intercrecimientos microscópicos de tremolita-clorita. Los productos de alteración de la plagioclasa incluyen pseudomorfos calcedónicos y complejos pseudomorfos de cuarzo-hematita-sericita. Otros productos de alteración son carbonatos y albita. Una roca con abundante brucita podría ser una norita alterada. Otras rocas plutónicas con la fábrica deformada comprenden serpentinita foliada tremolítica y, gabro cizallado rico en brucita (después de piroxeno) y periclasa (después de feldespato).

Las rocas plutónicas menos-alteradas abarcan peridotitas y gabros-olivínicos melanocráticos. En general, en estas rocas la plagioclasa ha sido reemplazada por pseudomorfos de un material café, subopaco, criptogranular, posiblemente compuesto por cuarzo y hematita. El olivino es reemplazado por pseudomorfos de serpentina o de clorita-cuarzo. Sin embargo, el piroxeno ha resistido a la alteración y exhibe una fuerte birrefringencia y extinción oblicua de la augita.

Las variantes hipabisales incluyen basaltos y doleritas espilitizadas que comprenden tipos microporfiríticos dominados por una matriz negra, incipientemente desvitrificada; tipos porfiríticos vesiculares, con alteración a cuarzo, albita, carbonato, sericita, clorita y epidota: compatible con la reacción con agua-marina calentada; tipos hidrotermalmente brechados con vetas tardías de epidota-cuarzo y carbonato-antofilita.

También existen rocas sedimentarias basalto-volcanoclásticas. Algunas son microbrechas inmaduras con clastos de basalto y dolerita en una matriz de material basáltico triturado; otras de limolitas cuarzofeldespáticas fracturadas e invadidas por vetas de albita-epidota con parches de cuarzo 'milonítico' de grano fino, así también, parches de carbonato y un mineral de arcilla con tono marrón.

Al Norte de Peltetec, las rocas ofiolíticas están expuestas a lo largo del Río Quishpe y alrededor de Penipe. En la última localidad, a lo largo de la vía al Sur del Río Blanco, existen metabasaltos, serpentinitas, piroxenitas, hornblenditas, filitas negras y rocas volcanoclásticas. La serpentinita exhibe una temprana fábrica mallada masiva cortada por vetillas de magnesita, las cuales, posteriormente, fueron cizalladas.

Al Sur de Peltetec, las rocas ofiolíticas están bien expuestas a lo largo de un canal de irrigación recientemente excavado en el valle Huarguallá (Figura 16). Existe una serpentinita negra con buzamiento al Este (Lámina 9a), con 15m de espesor, más cizallada y asbestiforme hacia la base, suprayacida por 5m de gabro olivínico, piroxenita olivínica y lavas basálticas espilíticas. Están presentes rocas sedimentarias que contienen clastos de augita y lodolita chertosa dentro de una matriz lodosa, además, éstas fueron brechadas por vetas hidrotermales tardías. Esa sección del canal de Huarguallá también contiene rebanadas tectónicas de cherts y lodolitas; metabasaltos, pizarras negras y andesitas que pertenecerían a las unidades Cebadas y Maguazo respectivamente. También existe una delgada rebanada (5m), de granito con cuarzo azul tipo-Tres Lagunas del Triásico. En contraste con las unidades adyacentes, esta sección exhibe una mélange tectónica de diferentes litologías.

Más al Sur, a lo largo de las vías Guamote-Atillo y Guasuntos-Zula, la fracción ígnea ofiolítica no ha sido observada. En estas secciones la mélange tectónica consiste en rebanadas de chert negro, pálido o *maroon*; volcánicos y sedimentos de grano fino algo silicificados; y rebanadas de granito con cuarzo azul. Greywackes también fueron observadas en Zula.

En el extremo Norte existe un estrecho cinturón de rocas-verdes basálticas que forma el flanco oriental del inlier Ambuquí. Los contactos con los adyacentes metasedimentos tipo-Guamote son tectónicos. A pesar de una exhaustiva búsqueda, no se observó rocas ultramáficas, aunque serpentinitas son talladas como rocas ornamentales en las cercanías de San Gabriel. Los metabasaltos son tentativamente correlacionados con la ofiolita Peltetec.

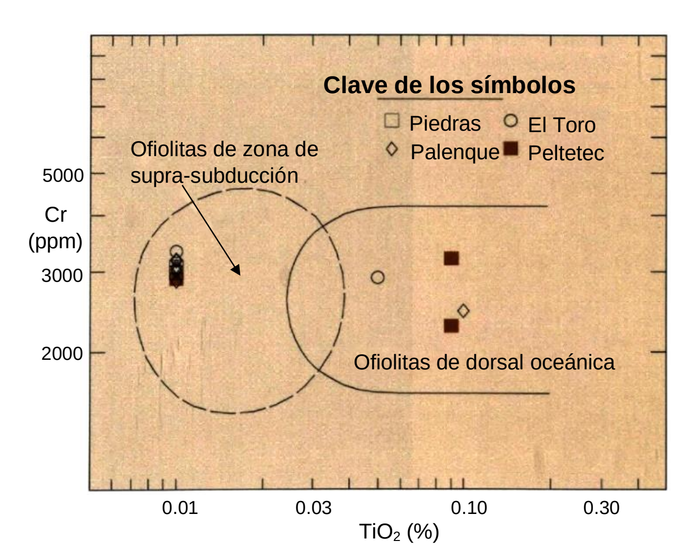
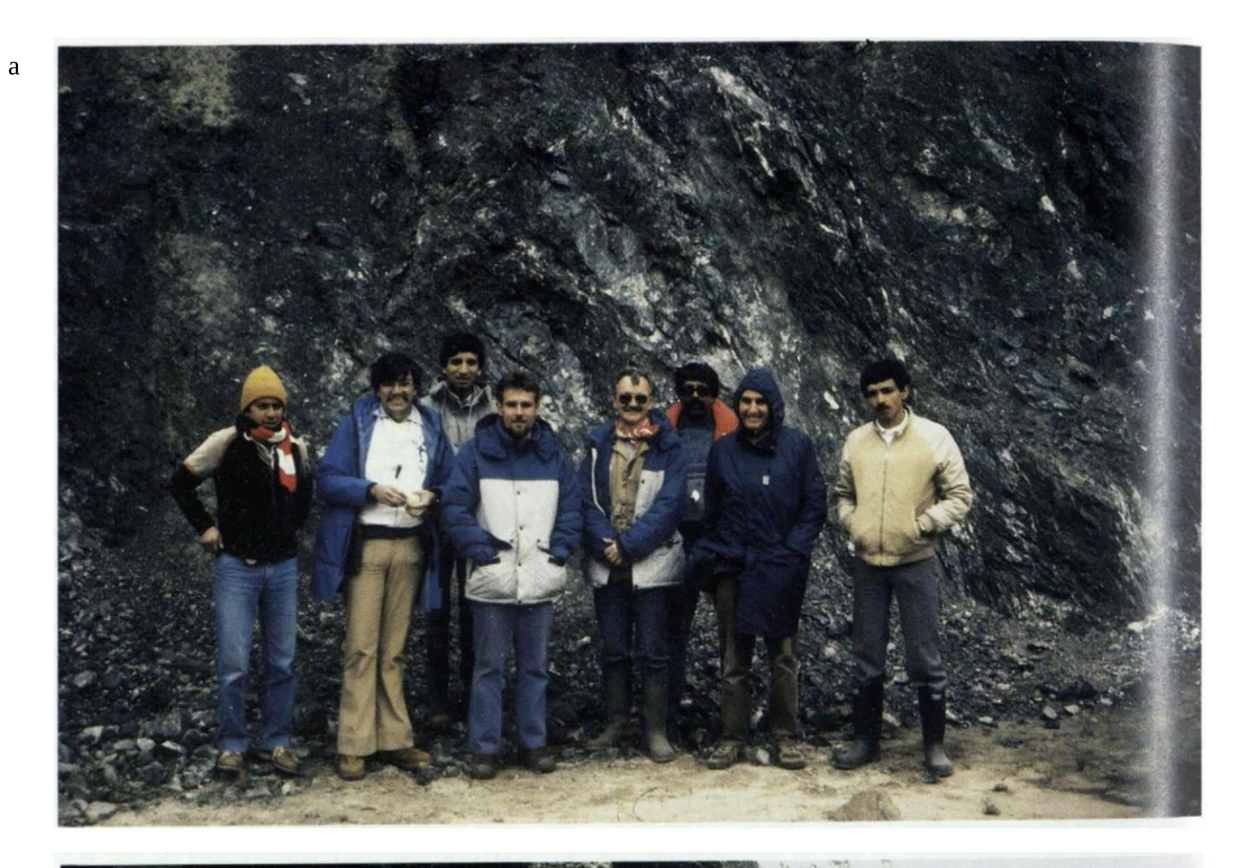


Figura 17. Rocas ultramáficas de las unidades ofiolíticas en el diagrama Cr vs. TiO_2 de Pearce et al. (1984b).

a



b



Lámina 9. Serpentinitas.

(a) Primera visita de campo de la serpentinita Peltetec en el canal de irrigación del valle Huarguallá (Figura 16). De izquierda a derecha: Ramiro Bermúdez, Pablo Duque, Francisco Viteri, John Aspden, Martin Litherland, Wilson Santamaría, Clive Jones, Edgar Salazar.

(b) Descubrimiento del afloramiento de serpentinita de la Quebrada Soledad a 4000m en la alta cordillera (Figura 19) (fotografía M. L.).

Tomados como un todo, los especímenes del cinturón Peltetec forman un conjunto consistente de litologías relacionadas con ofiolitas. Los basaltos y rocas sedimentarias podrían representar la parte superior de la corteza oceánica; las doleritas el siguiente nivel donde los diques son dominantes; mientras que las rocas plutónicas posiblemente son las cámaras magmáticas subcorticales. Otras rocas podrían representar la alteración y deformación en zonas de cizalla antes de la incorporación a la mélange o durante movimientos tectónicos subsecuentes. Es interesante notar la desaparición de rocas ofiolíticas magmáticas al Sur de Huarguallá, lo que corresponde al ingreso de la mélange de rebanadas tectónicas de granito con cuarzo azul de Tres Lagunas.

De las tres muestras analizadas de las rocas ultramáficas Peltetec, dos se ubican en el campo MORB (corteza oceánica) del diagrama (Figura 17) de Pearce et al. (1984b), mientras que la otra se encuentra en el campo de Zona de Supra-Subducción la cual tiene características geoquímicas de arcos de islas, pero con la estructura de la corteza oceánica, y cuya formación se cree que ocurre por la expansión del fondo oceánico directamente encima de la litósfera oceánica subductada.

Otras serpentinitas de la Cordillera Real

Además del cinturón Peltetec, también existen serpentinitas dentro del complejo Tampanchi (p.52), y como afloramientos y bloques rodados de serpentinita masiva y cizallada, verdosa oscura, gris a negra, encontrada sobre el basamento metamórfico pre-cretácico, al Este de la falla Baños, cuyas localidades son señaladas en el mapa acompañante.

Sauer (1965) reportó bloques de serpentinita en el Río Guachalá cerca de Cayambe, y como afloramientos en el Río Mulatos. La primera ocurrencia fue confirmada por el Proyecto, pero no se encontraron tales afloramientos en el Río Mulatos. Sin embargo, estudios más detallados del mapa y de los datos de campo de la travesía de Sauer (1958) indicaron que él estuvo en el ahora referido Río El Golpe/Niagara Grande o Parcayacu, que es tributario del presente Río Mulatos (para él Río Langoa), y por tanto sus afloramientos de serpentinita ocurren cerca de la confluencia principal.

El descubrimiento por P. Duque de bloques de serpentinita en el Río Chalpi de Papallacta fue confirmado; así también el reporte de A. Hirtz de bloques similares en el Río Huagrayacu, cerca de Baeza, lo que resolvió el problema de la fuente de grandes bloques, en el adyacente Río Quijos, reportados inicialmente por Colony y Sinclair (1932).

El Proyecto descubrió las siguientes localidades con serpentinita, de Norte a Sur: bloques rodados de serpentinita masiva o cizallada fueron observados en el Río Cofanes; el Río Cariyacu de Oyacachi (con hornblenditas); el Río Quijos, aguas-arriba desde la confluencia del Río Papallacta; el Río Bermejo cerca de Baeza; en arroyos que drenan al Este y Oeste desde el campo de skarn Urcucocha; en los Ríos Aliso y Cosanga; en el Río Mulatos aguas-arriba desde el Parcayacu; y en la Quebrada de Los Incas, un tributario del Río Muyo. De estos, al punto de partida de los enormes bloques de Cosanga se le asignó el estado de afloramiento en el mapa acompañante (Figura 19); de forma similar los bloques de Urcucocha son representados como una unidad sinformal en la base de los skarns.

Se encontró serpentinita en un afloramiento cerca de la Quebrada Soledad en los altos páramos del volcán Antisana (Lámina 9b). Éste forma un cinturón buzando al Oeste con un espesor máximo de 30m, limitado por filitas grises y negras (Figura 19). Un pequeño afloramiento de serpentinita fuchsítica, cizallada, verde, con 10m de espesor, fue observado a lo largo de la vía 100m al Oeste del Río El Carmen cerca de Monte Olivo.

La petrología de las muestras de serpentinita recolectadas de los afloramientos y bloques rodados en el sector Norte (Fortey, 1990) indica características en común. Las serpentinitas de Soledad exhiben una malla masiva, entrelazada, de antigorita, con relictos de espinela-Cr y magnesita secundaria micropoiquilítica. Esto parece haberse formado por alteración estática de rocas ultrabásicas, probablemente peridotitas. En muestras cizalladas esto es parcialmente reemplazado por talco, magnesita y tremolita, como es evidente en muestras de Urcucocha y cerca de Baeza. La química del Cr y Ni (Litherland, 1988; 1989) es típica de las ofiolitas y excluye un origen sedimentario.

Sólo una localidad de serpentinita/rocas ultrabásicas fue reportada del sector meridional de la cordillera. Esto ocurre en el extremo Sur a lo largo de la vía principal al Este de Zumba, en la forma de un pequeño afloramiento a lo largo de la falla principal que divide la cuenca miocénica Zumba de la unidad Isimanchi. Están presentes serpentinitas, gabros y piroxenitas olivínicas. Más al Este, cerca de la unión del Río Isimanchi y el Río Mayo, existen xenolitos en el batolito de Zamora que incluye una norita corneana rica en hiperstena, la cual probablemente se incorporó en el batolito antes de la serpentinización (Fortey, 1990), sugiriendo una edad prejurásica.

CINCO

Cordillera Real: rocas del Cretácico Tardío y Cenozoico

Si bien el objetivo del Proyecto era el estudio de las rocas metamórficas pre-cretácicas del Ecuador, éstas han sido afectadas por eventos geológicos recientes, produciendo, por ejemplo, importantes fases de mineralización dentro de ellas. En esta sección las unidades cretácicas y cenozoicas de la cordillera son brevemente descritas, se proporciona detalles donde sea pertinente.

FORMACIONES SEDIMENTARIAS Y VOLCÁNICAS

En el Oriente, la **Formación Hollín**, con 80-240m de espesor, del Aptiense/Albiense, representada por diagnósticas cuarcitas o areniscas blancuzcas, suprayace en discontinuidad estratigráfica a una amplia variedad de substratos, incluyendo a los volcánicos Misahuallí, areniscas Sacha, calizas Macuma, lutitas Pumbuiza y al basamento cristalino precámbrico (Bankwill et al., 1991). Luego es seguida por una transgresión marina y la deposición de la **Formación Napo**, la cual comprende calizas grises oscuras, lutitas negras y areniscas, de 200-650m de espesor, del Albiense Medio al Maastrichtiense Medio (Wilkinson, 1982). Ambas unidades se derivaron desde el Este (Baldock, 1982). La suprayacente **Formación Tena**, 250-1000m de espesor, consiste en capas-rojas fluviátiles y lacustres, y representa la retirada del mar y el comienzo de un ambiente de deposición continental derivado de la proto-cordillera Andina (Wilkinson, 1982). Su edad es en gran parte del Maastrichtiense, pero probablemente se extiende en el Paleoceno (Baldock, 1982).

En la zona Subandina, inmediatamente al Oeste de la falla Cosanga, estas formaciones cretácicas están plegadas y falladas con las rocas de basamento del terreno Salado, formando un cinturón de rocas 'semi-metamórficas', anteriormente llamado Grupo Margajitas (Baldock, 1982). En este cinturón, las lutitas Napo, por ejemplo, aparecerían como pizarras o filitas. Los estudios del Proyecto han contribuido a la comprensión de este complejo cinturón, diferenciando el basamento y las secuencias de cobertura, y reconociendo nuevos afloramientos cretácicos, por ejemplo, las calizas oolíticas de la Formación Napo en el Río Mulatos al Oeste del granito Abitagua.

Los estudios paleontológicos del Proyecto (Woods y Morris, 1992) de rocas atribuidas a la Formación Napo a lo largo de la vía de Gualaquiza a Macas, identificaron al equinoideo *Holectypus planatus*, al bivalvo *Calva*, y al amonite *Hysteroceras* cf. *subbinum* Spath, del Albiano Superior (ver Bristow y Hoffstetter, 1977, para otras especies de la Formación Napo). Los amonites del Río Upano de la colección del Ing. L. Cevallos fueron identificados como: *Hypengonoceras ?chouberti* Collignon; *Oxytropidoceras cantianum* Spath; *Oxytropidoceras* (*Venezoliceras*) *commune* Renz; *Oxytropidoceras* (*Venezoliceras*) cf. *bitubercalatum* (Collignon); y *Oxytropidoceras* (*Venezoliceras*) cf. *madagascariense* (Collignon) (Lámina 10).

En la zona del batolito Zamora, a lo largo del Río Vergel, existe un cinturón de lutitas fosilíferas, mostradas en el mapa acompañante como una rebanada tectónica a lo largo de la falla mayor La Canela. Las muestras (Lámina 11) exponen la presencia de amonites: *Oxytropidoceras* sp.; *Adkinsites* sp.; y *Brancoceras* sp., indicando una edad del Albiense Medio y estableciendo que estas rocas pertenecen a la Formación Napo y no a la Santiago. (Ivimey-Cook y Howarth, 1988; Aspden e Ivimey-Cook, 1992). Fósiles similares fueron observados en las muestras recolectadas en el nacimiento del Río Nangaritza, al Noreste del Río Vergel. Las muestras también contienen el polen *Araucariacites* sp. y *Cycadopites*; y los quistes de dinoflagelado *Florentinia ?deanei* (Davey y Williams, 1966); y *Oligosphaeridium ?complex* (Davey y Williams, 1966).

Fósiles del Cretácico Superior (Maastrichtiense) fueron encontrados en rocas aflorando en la cordillera cerca de Azogues que fueron correlacionadas con la **Formación Yunguilla** (Bristow, 1973). La unidad abarca lutitas, areniscas, greywackes, tobas y sills andesíticos, con un espesor en la región de 2000m. El afloramiento al Noreste de Azogues ha sido significativamente reinterpretado en los últimos años, de modo que el margen occidental es incorporado en la unidad más antigua cuarcítica Punín del terreno Guamote, mientras que el sector oriental es incluido en la unidad más antigua turbidítica Maguazo del terreno Alao. Lo que aún se muestra como Formación Yunguilla es considerado como suprayacente en inconformidad a las rocas metamórficas de los terrenos Alao y Guamote; se requiere una investigación detallada del sector.

En el Oriente la Formación Tena del Cretácico/Paleoceno es suprayacida por formaciones sedimentarias pertenecientes a la cuenca continental de trasarco del Cenozoico (Baldock, 1982), suprayacida en el Norte por formaciones volcánicas plio-cuaternarias de los volcanes El Reventador, Pan de Azúcar y Sumaco.

Lámina 10. Amonites del Cretácico Inferior de la Formación Napo a lo largo del sector Chinimbimi del Río Upano, de la colección del Ing. Luis Cevallos (CODIGEM). (×0.75), réplicas de yeso del BGS Nos. FOR 5014-5018

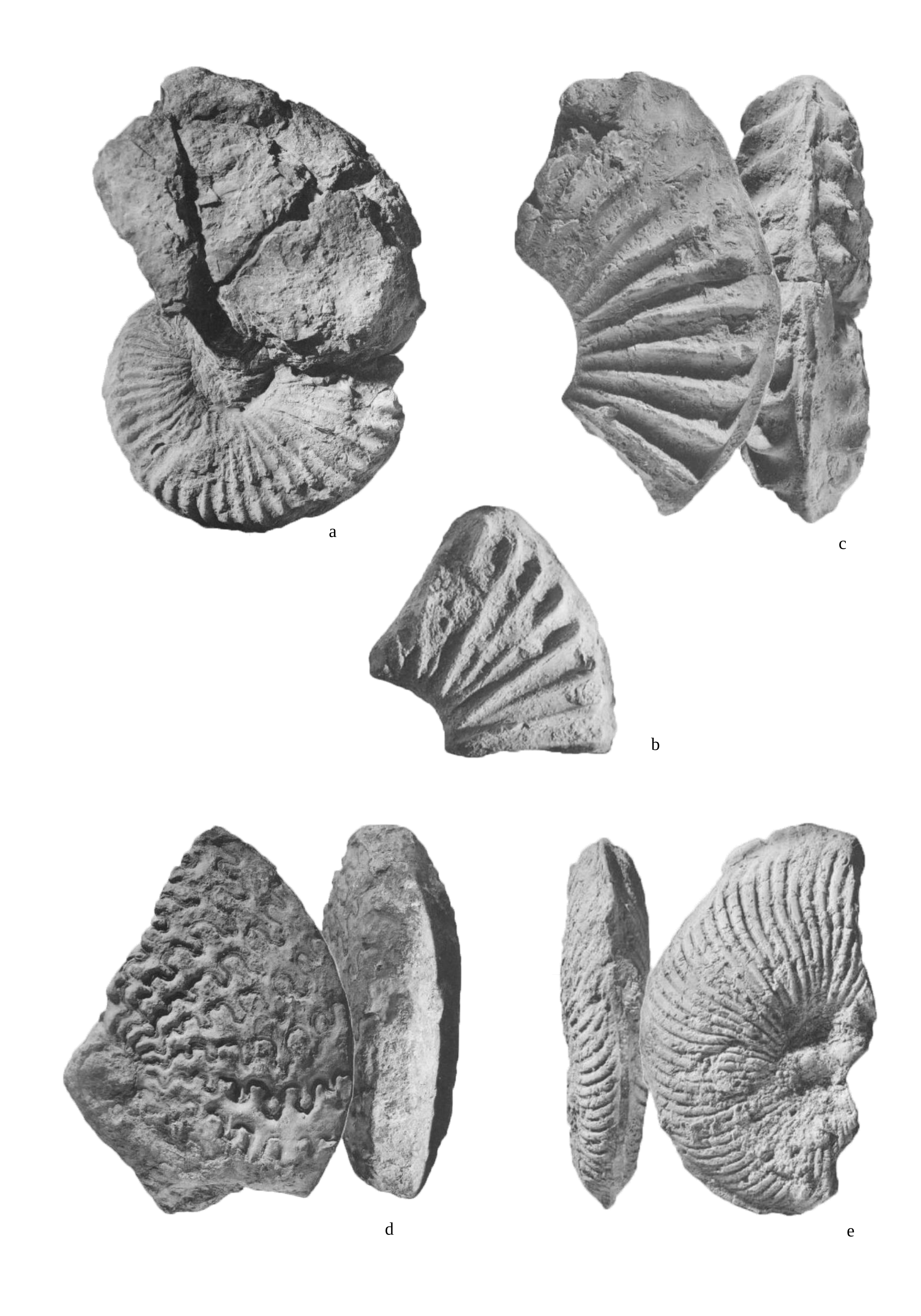
(a) *Oxytropidoceras* (*Venezoliceras*) *commune* Renz

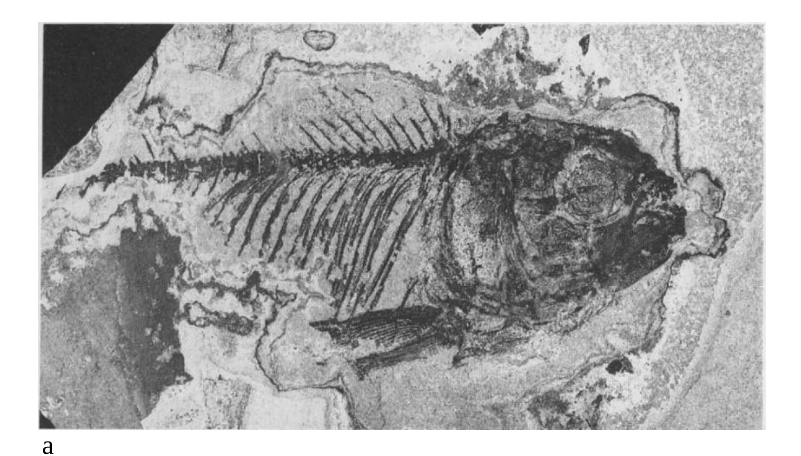
(b) *Oxytropidoceras* (*Venezoliceras*) cf. *bitubercalatum* (Collignon)

(c) *Oxytropidoceras* (*Venezoliceras*) cf. *madagascariense* (Collignon)

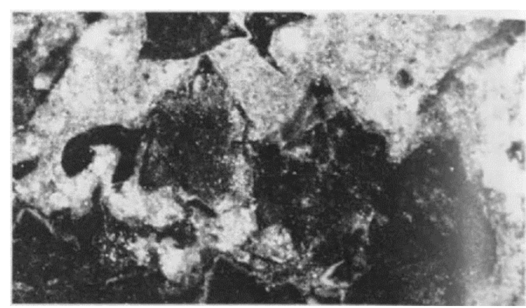
(d) *Hypengonoceras ?chouberti* Collignon

(e) *Oxytropidoceras cantianum* Spath


a
c
b
d
e

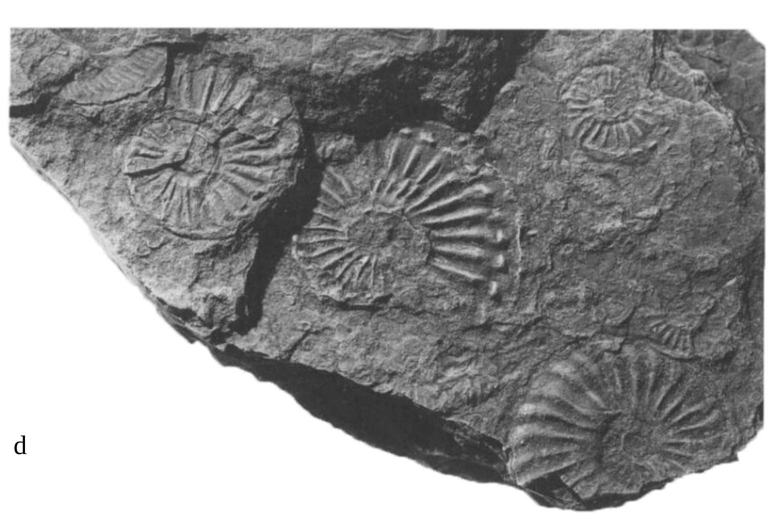


a





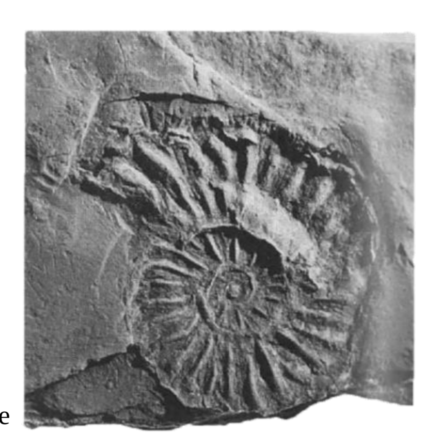
b



d



c



e

Lámina 11. Fósiles del Cretácico y Cenozoico.

(a) Pez *Characinae* de las cercanías de la Laguna Atillo (×1).

(b) Dos dientes tricúspides de su mandíbula inferior (×10).

(c) Amonite *Oxytropidoceras* sp. del nacimiento del Río Nangaritza, (×1), espécimen del BGS No. FOR 4820.

(d) Amonites *Adkinsites* sp., *Oxytropidoceras* sp. y *Brancoceras* sp. del Río Vergel, (×1), espécimen del BGS No. FOR 4821.

(e) Amonite *Adkinsites* sp. del Río Nangaritza, (×1), espécimen del BGS No. FOR 4820.

Las formaciones sedimentarias y volcánicas del **Cenozoico** de la cordillera son resumidas por Baldock (1982). Estudios geocronológicos recientes (Barberi et al., 1988; Lavenu et al., 1992) han clarificado esta secuencia, de modo que ahora se distinguen cuatro eventos volcánicos principales en el nuevo mapa geológico del Ecuador (Litherland et al., 1993a): ‘Sacapalca’ (Paleoceno-Eoceno); ‘Saraguro’ (Oligoceno); ‘Pisayambo’ (Mio-Plioceno); y ‘Cotopaxi (Plio-Cuaternario). Las rocas volcánicas anteriormente indicadas como Formación cuaternaria Tarqui han sido redefinidas como unidades terciarias (Lavenu et al., 1992) y parece existir poca evidencia de actividad volcánica plio-cuaternaria al Sur del volcán Sangay.

Las rocas sedimentarias del Cenozoico en la cordillera, están esencialmente confinadas a las cuencas no-marinas del Mio-Plioceno (Bristow y Parodiz, 1982; Lavenu y Noblet, 1990), las cuales fueron en gran parte contemporáneas con los volcánicos Pisayambo. Una nueva, pequeña cuenca fue descubierta por el Proyecto cerca de la Laguna Atillo, a 3500 m.s.n.m, la cual contenía un fósil de pez de la subfamilia *Characinae* de la familia *Characidae* (Patterson, 1990) (Lámina 11a y b). Formas similares han sido descritas por Bristow (1973) de la cuenca de Cuenca.



Lámina 12. Granito Condué: cortado por *sheets* de felsita con márgenes de enfriamiento, en el Río Cofanes arriba de la confluencia del Río Condué (fotografía: M. L.).

GRANITOIDES Y PÓRFIDOS

El **plutón Pimampiro** en el extremo Norte de la cordillera, es un cuerpo granodiorítico no-deformado con megacristales de hornblenda. Siete edades K-Ar (p.120) dieron un rango de 47-94 Ma. Edades concordantes de hornblenda y biotita entregan 81 ± 3 Ma, indicando una edad del Cretácico.

La no-deformada, rica en hornblenda **granodiorita Magtayán**, expuesta como un inlier en los volcánicos miocénicos al Este de Alausí, tiene edades K-Ar en el orden de 75-80 Ma (p.120) similares a las obtenidas por Kennerley (1980). Este inlier es cercano a otros compuestos por hornblendita; las dos litologías podrían ser parte de un complejo plutónico. Estos intrusivos cretácicos representarían alimentadores para la cercana Formación volcanoclástica Yunguilla, y forman parte de un todavía pobremente reconocido arco magmático del Cretácico Superior/Paleoceno.

En el extremo Norte del área, al post-tectónico **granito Condué** se le asignó provisionalmente una edad del Cretácico. Éste anteriormente desconocido plutón se encuentra en una región poco accesible, pero con exposición suficiente (Lámina 12), bloques rodados fueron vistos para indicar su tamaño de batolito. La típica roca en el Oeste es un granito con poca biotita, leucocrático, rosado, de grano grueso a muy grueso, con fases pegmatíticas y aplíticas sin biotita.

En lugares existen megacristales de feldespato-K de hasta 5cm de longitud, y en la confluencia de los Ríos Condué y San Jorge, un granito más pálido, más rico en biotita, está mezclado con el tipo dominante, y podría representar una fase temprana. En el Este, existen afloramientos en el Río Cofanes y Río Condué cerca de La Sofía. En corrientes tributarias del Río Cofanes, se encuentran xenolitos de rocas volcánicas o vestigios ricos en biotita dentro de algunos de los bloques de granito; también están presentes capas (*sheets*) de pórfidos.

La extensión meridional del granito está basada en las muestras recolectadas por el Ing. W. Santamaría al Este de Sigsigpamba, y en observaciones del Ing. L. Torres a lo largo del Río Agua Clara. Sin embargo, se requiere estudios adicionales sobre ésta, la parte menos accesible de la cordillera, para definir adecuadamente la extensión del granito y determinar su edad.

En el Sur de la cordillera, el Proyecto ha obtenido varias edades K-Ar del Cenozoico de plutones esencialmente no-metamorfizados y no-deformados (p.120). Cinco edades y cuatro de Kennerley (1980) entregan una media de ~60 Ma para el **plutón granodiorítico San Lucas** (Wolf, 1892). Esto es cercano a la edad de 58 ± 2 Ma de dos muestras de la **granodiorita Catamayo** la cual aflora a lo largo de la nueva vía Catamayo-Loja, y una edad de ca. 54 Ma para el **plutón Pichinal**, al Este de Saraguro. Estos plutones podrían ser alimentadores de la cercana unidad volcánica Sacapalca del Paleoceno.

El promedio de cinco edades del **plutón Amaluza** (Kennerley, 1980), a lo largo del Río Paute, es de 40 Ma, una edad del Eoceno Tardío similar al promedio de cuatro edades del Proyecto para el **plutón Pungalá** (Figura 16) de 43 ± 2 Ma, y a la edad de 39 ± 3 Ma del **plutón Ishpingo** en la vía Gualaceo Limón.

Siete edades K-Ar del gran **batolito volcanoplutónico Portachuela**, cerca de la frontera con el Perú, entregan una edad promedio de 20 Ma, mientras que el stock de pórfido cerca de Baeza fue calculado en 0.54 Ma (Herbert y Pichler, 1983). Muchos de los pequeños, no-datados stocks de pórfido, por toda la cordillera, tienen probablemente una edad similar del Cenozoico Superior. El topográficamente prominente cuello de pórfido del Cerro Pan de Azúcar es uno de estos. El pórfido Chinapintza, en el Sureste, afecta a la Formación cretácica Hollín (comunicación oral, D. Coochey), por tanto, su edad es del Cenozoico.

Existen muchos plutones y stocks post-tectónicos en la cordillera y El Oro, los cuales aún no han sido datados, y otros aún por descubrir, como lo indica la frecuente ocurrencia de bloques granitoides, pórfidos o corneanas con andalucita/sillimanita en los ríos no investigados. De los cuerpos no datados más grandes, está el granito Condué; el complejo pórfido-granodiorita del Río Azuela; el plutón del Valle Alao (Figura 16); y el plutón Colimbo al Sur de la vía Atillo-Macas, reconocido por las fases marginales de aplogranito y dolerita a lo largo de la vía y los bloques de granodiorita-diorita en los ríos que drenan desde el Sur.

INTRUSIVOS MÁFICOS Y ULTRAMÁFICOS

El **complejo máfico-ultramáfico Tampanchi** fue reconocido a lo largo de la vía al Este de Taday donde Bristow et al. (1975) reportaron anfibolitas. Están presentes rocas ultrabásicas, piroxenitas, gabros, anfibolitas y algunas rocas ácidas, esencialmente no-deformadas, se asume que el complejo como un todo corta las rocas metamórficas jurásicas de la unidad Alao-Paute. Resultados K-Ar del Proyecto en hornblendas magmáticas dieron tres edades entre 60 y 65 Ma, sugiriendo una edad del Paleoceno Temprano (p.120).

El complejo es aproximadamente ovalado en planta, casi 8 × 4 km de dimensiones, y estas rocas parecen estar distribuidas en forma de capas concéntricas (Pozo, 1990), aunque se requiere un mapeo más detallado para confirmarlo. La zona central comprende serpentinitas y clinopiroxenitas olivínicas. Esto es seguido por clinopiroxenitas las cuales son rocas de grano medio a grueso, color gris-verde medio, que contienen como fase cumulática a cristales de augita subredondeada, esencialmente fresca, con rutilo y hornblenda verde intercumuláticos. En lugares existe reemplazamiento parcial de augita por hornblenda; no se observó ortopiroxeno. En una muestra hay una lengua de cristales de andesina entrelazados, la cual corta los agregados de augita. Su forma sugiere el agrietamiento del agregado en/o sobre la temperatura del solidus, resultando en la rápida precipitación del feldespato del magma supersaturado en aluminio (Fortey, 1990).

La capa exterior abarca hornblenditas y gabros hornbléndicos de grano grueso a pegmatíticos. La hornblenda o los cristales de tremolita alcanzan los 5cm de longitud y están asociados con labradorita la cual en lugares se altera a epidota y moscovita. Basaltos hornbléndicos de grano fino también están presentes, pudiendo ser interpretados como una fase fría, marginal del complejo. También hay pequeños cuerpos de diorita y *sheets* de granito cizallado y milonitizado (Fortey, 1990). Las zonas de cizalla en las rocas máficas producen áreas locales de serpentina.

La geoquímica de tres muestras del complejo indica una tendencia calco-alcalina (Figura 14), y, en la Figura 15c, existe la posibilidad de que la muestra con valores más bajos de Cr y Ni represente el líquido parental previo al fraccionamiento.

El complejo Tampanchi representa un complejo plutónico calco-alcalino hornbléndico. Las rocas ultramáficas a gabroicas sugieren una secuencia continua donde la augita y la hornblenda son dominantes. Parecen representar diferenciación gravimétrica o por flujo de fases máficas, desde un magma basáltico subsaturado. La presencia de gabros pegmatíticos, la ausencia de ortopiroxeno y el aparente patrón concéntrico del complejo son compatibles con la presencia de un complejo tipo "Alaskan pipe" (Taylor, 1967; Irvine, 1974). Tales cuerpos han sido identificados en los Urales y Venezuela (Murray, 1972), y en Australia (Anon, 1988).

Al Norte del complejo Tampanchi, Kennerley (1980) reportó una edad K-Ar de 85 ± 3 Ma de una muestra de hornblendita cerca de la Laguna Magtayán, próxima a la granodiorita. Posteriormente, el Ing. D. Benalcázar (comunicación oral) descubrió un complejo de hornblendita al Sur de la laguna y un pequeño afloramiento más al Oeste por el camino. Similar a la granodiorita adyacente, estos afloramientos son inliers dentro de volcánicos Cenozoicos, y por tanto la extensión completa del cuerpo máfico no se muestra en el mapa acompañante.

Las hornblenditas y gabros hornbléndicos de tipo-Tampanchi también se encuentran en afloramientos cercanos al pueblo El Azul, entre Tampanchi y Paute; también río-arriba desde Shumir, al Sur de Paute (comunicación oral, Ing. L. Quevedo). Bloques rodados en el Río Villacruz indican la presencia de otro complejo al Sur del Río Upano a lo largo de la travesía Atillo-Macas. Todas estas ocurrencias se muestran tentativamente en el mapa acompañante, el cual, por tanto, señala cinco complejos tipo-Tampanchi formando una cadena quizá de tipo "Alaskan pipe" que corta las rocas metamórficas del terreno Alao. El complejo máfico Cordoncillo de la zona de El Oro (UNDP, 1969) podría ser parte de esta cadena, lo que sería otra manifestación del pobremente definido arco magmático del Cretácico Tardío/Paleoceno.

SEIS

Cordillera Real: eventos tectonometamórficos

Los estudios del Proyecto a lo largo de la cordillera han definido dos eventos tectonometamórficos principales. Estos se denominan eventos Tres Lagunas y Peltetec, cuyas impresiones se describen a continuación. Debido a la presencia de *supuestos* terrenos separados por fallas con potencial movimiento de rumbo, existen dudas respecto a la correlación de las estructuras de un terreno con otro y respecto a la consecuente existencia de una historia estructural en común. Por esta razón, los terrenos y fallas-frontera se tratan por separado.

EVENTO TRES LAGUNAS (TRIÁSICO)

Este evento puede ser postulado sobre el terreno Loja y la unidad Isimanchi de la cordillera. Estas unidades con rumbo-andino están en su mayoría limitadas tectónicamente por terrenos jurásicos más jóvenes, los cuales han sido sobreimpresos por el evento tectonometamórfico Peltetec. Aunque localmente la historia estructural polifásica de las rocas más antiguas parecería ser similar a la historia de los terrenos más jóvenes, existe suficiente evidencia de un importante evento tectonometamórfico sincrónico con la intrusión del granito Tres Lagunas cerca de 228 Ma, edad triásica, y relacionado con las unidades Chigüinda, Agoyán, Sabanilla e Isimanchi.

Los **granitos Tres Lagunas** están, casi en todas partes, foliados tectónicamente. En el Río Pastaza, esta foliación es vista siendo cortada por diques de anfibolita (Lámina 13), los cuales son no-deformados y xenolíticos, sugiriendo la perturbación de una intrusión de dique tardía tectónica, pre-enfriamiento. En las demás partes, la foliación en el granito es cortada por pegmatitas turmalínicas no-deformadas (Lámina 3b), las cuales tienen toda evidencia de ser una etapa tardía, post-tectónica del granito. El estado no-deformado de estas intrusiones menores señala que las estructuras Tres Lagunas (Triásico) no fueron afectadas por una posterior refoliación (Peltetec) en la mayor parte del terreno Loja.

En la mayoría de casos, la foliación en el granito Tres Lagunas (Láminas 3b, 14a y 14c) puede ser relacionada con zonas mayores de cizalla, las cuales aún deben ser mapeadas con detalle a lo largo de la cordillera. Incluso aquellos granitos que en el campo parecen estar no-deformados, en lámina delgada muestran evidencia de metamorfismo dinámico, por ejemplo, la recristalización de cuarzo en mosaico. Las rocas de las zonas de cizalla exhiben una completa recristalización y refoliación acompañadas por el crecimiento de augen feldespato y una nueva generación de biotita, junto con moscovita, epidota, calcita y clorita. El cuarzo azul pálido podría encontrarse en rocas de todas las etapas dinamotermales. Su color puede ser ocasionado por su textura mortero y la deformación interna de determinados cristales, aunque la mayoría no exhibe tal coloración.

a



b



Lámina 13. Xenolitos de anfibolita.

(a) Anfibolita no deformada dentro del deformado, milonítico granito Tres Lagunas, en un bloque en el Río Pastaza arriba de la Cascada Agoyán (fotografía: J. A. A.).

(b) Detalle de la lámina 13a: la fábrica milonítica, pero no la veta de cuarzo, está truncada en el margen del xenolito (fotografía: J. A. A.).

Muchos afloramientos indican que la generalmente empinada foliación en el granito es una segunda estructura de cizalla (S2), la cual produce microcrenulaciones de foliación milonítica de primera-fase. Esto corresponde a las milonitas S-C Tipo-I de Lister y Snoke (1984). Aquellos autores también discuten si las fábricas intersecantes se relacionan, en esencia, a uno o dos eventos tectónicos. En la Cordillera Real es claro que el augen feldespato y más megacristales euhedrales de feldespato-K gris ahumado, son esencialmente sincrónicos con la S2. Las inmersiones (*plunges*) de las lineaciones de estiramiento de augen son suaves a moderadas, indicando un importante componente de rumbo (*strike-slip*) en la generación de las milonitas. Entre los Ríos de Pastaza y Papallacta, las lineaciones de minerales en el metagranito, tienen inmersiones hacia el Sur, y los *mullions* y ejes de pliegue D2 en los metasedimentos adyacentes tienen inmersiones hacia el Sur o Norte, indicando cierto grado de rotación durante la deformación. Respecto al sentido horizontal de la cizalla, como se evidencia por los indicadores de transporte tectónico, las milonitas en el Río Chalpi Chico exhiben desplazamientos sinistrales.

La **unidad Chigüinda** del terreno Loja es de bajo grado, semipelítica, y en escala de afloramiento dominada por estructuras plegadas destacadas por las capas de cuarcita masiva. Estos pliegues son, normalmente, de edad local D2 y axial-planar al generalmente empinado y con rumbo-andino clivaje S2, el cual es un plano estructural de microcrenulación subpenetrativa en las rocas pizarrosas y filíticas. Los pliegues son desde apretados a isoclinales y generalmente tienen inmersión hacia el Norte con ángulos bajos y moderados; pliegues iniciales D1 replegados también fueron observados.

Existe un bien-definido cinturón horizontal D2 a lo largo del margen occidental del afloramiento de Chigüinda desde la vía Gualaceo-Limón en el Norte hasta la vía Loja-Zamora en el Sur, incluyendo el afloramiento a lo largo de la vía Loja-Catamayo. Pliegues menores no exhiben patrones consistentes de transporte tectónico: en Gualaceo-Limón tienen forma de S con vista hacia el Norte; en Loja-Zamora tienen forma de Z. Tales inconsistencias sugieren la presencia de pliegues recumbentes en lugar de napas separadas. En el Norte, la unidad Chigüinda se encuentra formando parte del Complejo de napas Cuyuja, considerado como parte del más joven Evento Peltetec (Figura 19). Las rocas semipelíticas atribuidas (solamente por su litología) a la Chigüinda, exhiben estructuras recumbentes D2 similares a aquellas de las rocas restantes del cúmulo de napas.

El metamorfismo de la unidad Chigüinda corresponde a la subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita de la facies esquistos-verdes tipo-Barroviano, en la cual puede también estar presente cloritoide y estilpnomelana (Winkler, 1967) (ver también Trouw, 1976). La presencia de granate, biotita y, en una localidad, estaurolita a lo largo del cinturón horizontal del margen occidental indica un incremento en el grado de metamorfismo hasta las condiciones locales de la facies de anfibolita. Los minerales metamórficos son esencialmente sintectónicos con el evento D2.

La **unidad Agoyán** está dominada por esquistos pelíticos y paragneises de grado más alto que la Chigüinda, marcados por una generalmente empinada esquistosidad S2. En Agoyán los ejes de pliegues menores D2 tienen una inmersión suave hacia el Norte, pero más al Norte a lo largo del Río Anatenorio, *rods* de cuarcita D2 tienen inmersiones de ángulo moderado hacia el Sur. Estructuras de crenulación tardías, extensionales estarían presentes y, a lo largo de la vía hacia Monte Olivo existe un pliegue antiformal mayor S2 con inmersión hacia el Noreste.

En la mayoría de localidades, el metamorfismo de la unidad Agoyán está cerca de la transición desde la facies de esquistos-verdes tipo-Barroviano a la facies de anfibolita. Es normal encontrar granate almandino, mientras que la hornblenda es común en las asociadas anfibolitas Monte Olivo. Sin embargo, rocas gnéisicas de grano grueso, con incipiente migmatización podrían indicar metamorfismo en la facies de anfibolitas superior, además, la presencia de cloritoide indica la facies de esquistos-verdes. Se observó una vez cianita, estaurolita no fue observada.

La **unidad Sabanilla** es en esencia migmatítica con la principal foliación correspondiente a un generalmente empinado clivaje S2. Para los gneises Sabanilla, los datos Rb-Sr apuntan a una edad Triásica (Tres Lagunas) (Figura 7b), pero las edades K-Ar principalmente están en el rango de 65-85 Ma (Figura 20) registrando un evento geológico más joven. En el Este, alrededor de Valladolid, a lo largo de la falla con bajo buzamiento Palanda, los gneises Sabanilla están corridos hacia el Este sobre la unidad ?paleozoica, de bajo-grado Isimanchi. A lo largo del margen occidental de los gneises, cerca de Sabanilla, pliegues menores con inmersión abrupta indican movimiento sinistral.

Los gneises Sabanilla tienen el grado metamórfico más alto de las rocas de la Cordillera Real. Contienen gneises migmatíticos que incluyen gneises biotíticos de apariencia rayada con sillimanita/cianita, indicando fusión local en la facies de anfibolitas superior, el alto grado hidratado de Winkler (1976). En otras litologías, se observó sillimanita fibrosa creciendo a lo largo del clivaje principal S2 en las cuarcitas cerca de Sabanilla, mientras que agregados de mica blanca en algunos ortogneises podrían ser producto de la alteración de cordierita. La andalucita reportada por Trouw (1976), no ha sido confirmada. Existen gneises con estaurolita al Norte de Palanda en una zona donde las pegmatitas con biotita y/o moscovita son comunes; el granate almandino es muy común por toda la unidad Sabanilla.

La **unidad Isimanchi** abarca filitas y mármoles intruidos por el batolito no-deformado Zamora, por tanto, indican un evento tectónico del pre-Jurásico. Este clivaje del pre-Jurásico en la unidad Isimanchi alcanza buzamientos bajos en el Oeste, paralelos a la foliación en los gneises Sabanilla a través de la falla de corrimiento Palanda, sugiriendo un evento tectonometamórfico en común de la edad de Tres Lagunas (228 Ma). Sin embargo, más al Este, filitas atribuidas a la unidad Isimanchi fueron reportadas siendo suprayacidas en inconformidad por la unidad Piuntza de similar, Triásico Superior, edad. La unidad ofiolítica Zumba, considerada más antigua que el batolito Zamora, podría ser importante en la evolución geotectónica de este sector, en el sentido de poder definir un importante límite de terrenos.

EVENTO PELTETEC (JURÁSICO SUPERIOR–CRETÁCICO INFERIOR)

Evidencia de un evento tectonometamórfico mayor, más joven que el Tres Lagunas, se encuentra en partes de la Cordillera Real, incluyendo el área de Peltetec. Estas áreas contienen rocas deformadas y metamorfizadas, en las que evidencia paleontológica indica una edad jurásica y, por tanto, más joven que el evento Tres Lagunas. Se considera al evento Peltetec de edad jurásica superior-cretácica inferior, existen varias edades metamórficas K-Ar que respaldan esto (Figura 20). De las rocas-verdes de Alao-Paute, dos son interpretadas como edades metamórficas primarias, mientras que las otras, de los plutones Zamora, Abitagua y Azafrán, son interpretadas como edades reseteadas. En el área de Cuenca, la Formación cretácica Yunguilla suprayace en inconformidad a las rocas metamórficas de buzamiento empinado del terreno Alao, proporcionando una edad mínima para la fase tectónica. Regionalmente, el evento también corresponde al levantamiento y erosión de la proto-cordillera, antes de la depositación de la Formación molásica Tena del Cretácico Superior. La base de la Formación Hollín (110-120 Ma) proveería una edad mínima para el evento. A continuación, la evidencia de este evento en términos de terrenos y fallas individuales es descrita de Oeste a Este a través de la cordillera.

Terreno Guamote

Estas rocas contienen fósiles del Jurásico Inferior y posiblemente del Cretácico Inferior, así también cuarzo azul detrítico probablemente derivado de la erosión de los granitos tipo-S de edad Tres Lagunas. Las rocas son de muy bajo grado con un clivaje pizarroso en las unidades pelíticas.

En la región principal de Riobamba-Cuenca este clivaje es notablemente horizontal excepto donde está empinado por pliegues rectos D3. Alrededor de Guamote se manifiesta como un primer clivaje penetrativo, axial-planar a pliegues menores apretados o isoclinales con ejes subhorizontales. El sentido de movimiento, a lo largo de los cizallados y silicificados flancos, es principalmente hacia el Oeste, i.e. 'con forma de S' viendo al Norte, pero fueron observadas estructuras que indican un sentido opuesto de transporte tectónico, las que representarían flancos volcados de pliegues recumbentes, o napas. También se observó pliegues en 'forma de M' representando cierres de pliegues de más alto-orden. Pequeñas fallas de corrimiento indican movimiento hacia el Oeste. Entre 1 y 2 km al Sur de Guamote, los afloramientos de la autopista Panamericana exhiben estructuras boudinage, de hasta 20m de diámetro, de cuarcitas dentro de pizarras dúctiles. Los ejes más largos tienen dirección Este-Oeste, indicando la dirección de estiramiento. Sin embargo, otras localidades tienen concreciones sedimentarias deformadas, en forma de discoides dentro del clivaje; sugiriendo aplanamiento en lugar de estiramiento, como mecanismo de cizallamiento.

Al Sur de Palmira, el primer clivaje está replegado por un clivaje de crenulación de buzamiento suave (pero de mayor ángulo) con el sentido de replegamiento hacia el Oeste.

El afloramiento de Ambuquí en el extremo Norte presenta un complejo de pliegues polifásico. Dávila y Egüez (1990) propusieron el plegamiento cruzado (*cross folding*) de pliegues D1 recumbentes con dirección NW-SE por una fase D2 empinada y con rumbo-Andino.

El clivaje 'horizontal' del área tipo está *plegado por pliegues* rectos cerrados-a-abiertos con ejes subhorizontales; en las rocas pelíticas están asociados con un clivaje de crenulación subvertical. Varios de los empinados buzamientos de estratificación/S1/S2 yacen en los flancos de tales pliegues, los cuales tienen longitudes de onda en el orden de las decenas de metros. En la región, estos pliegues principalmente tienen dirección de 70°, pero otro conjunto, quizá conjugado, fue observado con 170°. Estos pliegan intrusivos félsicos menores discordantes, estos intrusivos cortan la S1/S2 y pertenecerían a un evento cenozoico (post-Peltetec).

Falla Peltetec y mélange ofiolítica

La falla Peltetec es un lineamiento neotectónico visto en imágenes desde Patate hasta Cuenca, particularmente con rumbo a lo largo del Río Chambo. En el campo, este lineamiento marca una falla, la cual en Penipe y en otras localidades exhiben un relativo hundimiento hacia el Oeste de las formaciones volcánicas del Cenozoico Superior, contra el basamento metamórfico (Litherland y Aspden, 1992). Al Sur de Cuenca se muestra siguiendo la línea de la antigua falla Girón, una prominente estructura neotectónica (Winter et al., 1990), antes de girar para formar la falla Las Aradas, a lo largo de la cual también las formaciones cenozoicas se han hundido hacia el Oeste contra el basamento metamórfico. Por tanto, la falla Peltetec estuvo activa en el Cenozoico (p.62).

Sin embargo, cuando este lineamiento es rastreado en el campo sobre los inliers del basamento metamórfico, entre Penipe y Zula, parece coincidir con una falla más antigua dentro del basamento. Esta falla más antigua separa los terrenos de Guamote y Alao y está marcada por la mélange ofiolítica Peltetec (p.42), abarcando elementos jurásicos y más antiguos. Esto se considera como una de las estructuras fundamentales del basamento metamórfico.

En el campo, la mélange ofiolítica de 1-2km de ancho tiene la mejor exposición en Penipe y, a lo largo de los valles Huarguallá y Zula. La mélange (Figura 16) es una serie de rebanadas litotectónicas con espesores entre uno y cientos de metros; el metamorfismo es de muy bajo grado. Las rocas tienen generalmente un buzamiento empinado, contrastando con la tectónica horizontal del terreno Guamote al Oeste, excepto por la unidad serpentinita/máfica en Huarguallá la cual buza moderadamente al Este. Un clivaje empinado está presente en las litologías más dúctiles y puede estar truncado por fallas-frontera en rebanadas individuales de mélanges indicando una compleja historia tectónica.

La extensión de la falla Peltetec bajo el Norte de la cordillera es incierta. En las imágenes se observa un débil lineamiento hasta Ambuquí, donde rocas atribuidas a la ofiolita Peltetec tienen dirección Norte-Sur, mientras que la cordillera principal tiene dirección NE-SW.

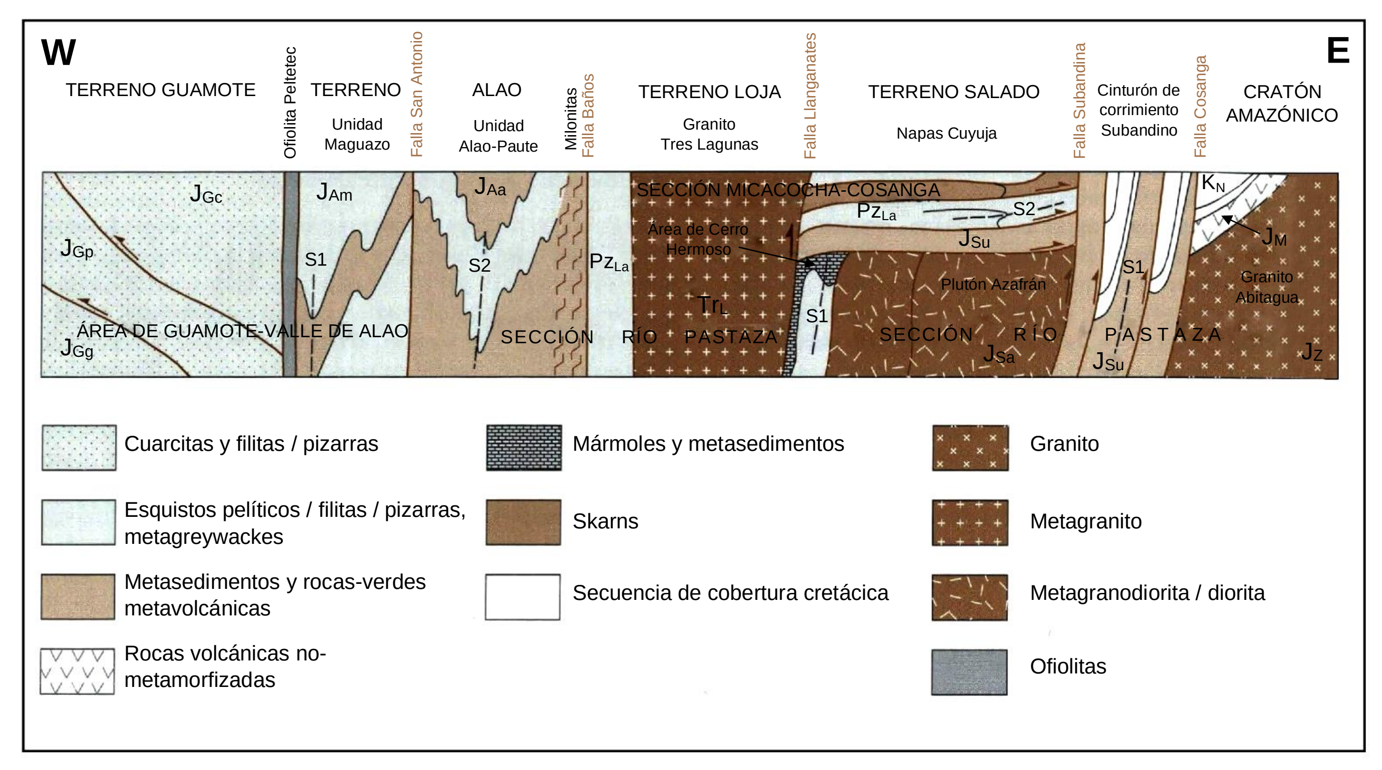


Figura 18. Corte esquemático E-W a través del complejo metamórfico Cordillera Real septentrional, basado en las secciones indicadas. Los símbolos estratigráficos son del mapa acompañante.

Terreno Alao

El área tipo de la **unidad Maguazo** contiene turbiditas de grano fino, de muy bajo grado, con estructuras sedimentarias las cuales pueden ser usadas para determinar la polaridad (*way-up*) local de la secuencia. Observaciones alrededor del puente de Maguazo (Figura 16) indican la presencia de un sinclinal de primera fase (D1) (reconocido inicialmente por B. Martin de RTZ Ltd) de probable estilo isoclinal con un empinado clivaje axial-planar (S1) con inmersión suave hacia el Sur. 120 km más al Sur, a lo largo del Río Paute, donde la unidad Maguazo contiene fósiles jurásicos, existe un similar sinclinal de primera-fase en la Quebrada Totora Yacu. Se requiere estudios detallados en este sector para establecer si el sinclinal es continuo a lo largo de la unidad.

La **unidad Alao-Paute** está separada de la Maguazo por la falla San Antonio. En el valle Alao el cambio está marcado tectónicamente por la presencia de una esquistosidad S2 penetrativa, generalmente con buzamiento empinado, en las rocas de Alao-Paute (Figura 18), acompañada de un grado alto de metamorfismo dentro de la subfacies cuarzo-albita-epidota-clorita de la facies de esquistos-verdes tipo-Barroviano. La línea de la falla también está marcada por un dique de felsita cenozoico. Hacia el Este, hacia la falla Baños, se ha desarrollado granate almandino y hornblenda dentro de la facies de esquistos-verdes. Más al Norte, a lo largo del lado septentrional del valle de Pastaza, las secciones muestran que este clivaje o esquistosidad S2 con buzamiento empinado es axial-planar a los apretados pliegues D2 de la estratificación/S1, con ejes cuya inmersión es hacia el sur-oeste con moderados a empinados ángulos, y con vergencia hacia el Este. La disposición de la pre-D2 de la estratificación/S1 parecería ser subhorizontal en este sector, indicando una fase más temprana de napas D1 (Figura 18).

En el Sur, en el área tipo del Río Paute, la unidad Alao-Paute es de grado más bajo en la subfacies de cuarzo-albita-moscovita-clorita. Más al Este, el granate almandino está presente en los esquistos El Pan (Trouw, 1976) indicando un incremento en el grado. En el Oeste, un solo clivaje con empinado buzamiento está presente en las masivas rocas-verdes, pero más al Este, en los esquistos El Pan, la abrupta fábrica tectónica es de edad S2. En esta área, también están presentes zonas mayores de cizalla; en Laguna Negra en la travesía Atillo-Macas, existen indicadores de movimiento dextral y lineaciones minerales con una suave inmersión hacia el Norte.

Falla Baños o zona de cizalla

La falla Baños, anteriormente llamada el Frente Baños en los reportes del Proyecto, separa los terrenos Alao y Loja. Se manifiesta en el campo como una zona mayor de cizalla con rumbo NNE-SSW dentro de las rocas metamórficas, pero, a diferencia de la falla Peltetec, es difícil rastrearla bajo la cobertura cenozoica debido a la aparente ausencia de movimiento neotectónico y la consecuente carencia de expresión en las imágenes.

La estructura fue inicialmente observada cerca de Baños en la forma de un hiato marcando tanto un cambio de litología como un incremento del grado metamórfico hacia el Este, desde el presente terreno Alao hacia el terreno Loja. Posteriores estudios señalaron una zona de cizalla de 2km de ancho al Oeste del principal cambio litológico cerca del Zoológico de Baños. En esta zona, buenas exposiciones, en el lado Norte del Río Pastaza en la ciudad de Baños, muestran rocas-verdes y sedimentos de Alao-Paute fuertemente cizallados y lenticulados. Pliegues menores de arrastre exhiben un general movimiento dextral, sus ejes y asociadas lineaciones minerales tienen inmersiones de bajos a moderados ángulos hacia el Norte o Sur.

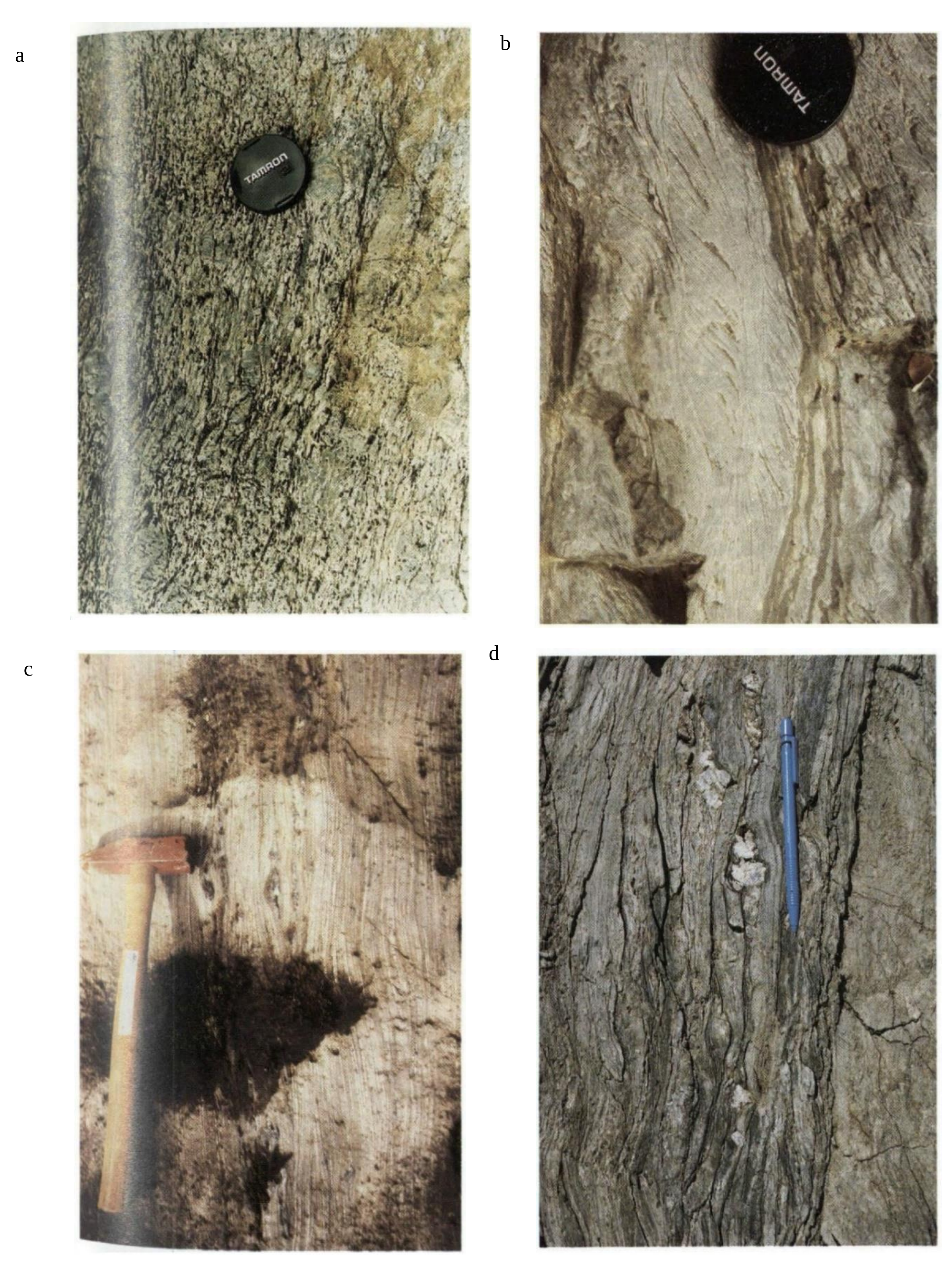


Lámina 14. Falla Baños o zona de cizalla.

(a) Superficie horizontal cerca de la Mina Peggy mostrando un gneis milonítico con augens de feldespato-K del granito Tres Lagunas (fotografía J. A. A.).

(b) Milonitas S-C dextrales en una superficie horizontal de las rocas-verdes de Alao-Paute en el inlier Quilanga (fotografía J. A. A.).

(c) Granito esquistoso, milonítico Tres Lagunas en el Río de la Burra Playa cerca de Principal (fotografía R. A. J.).

(d) Rocas-verdes miloníticas de Alao-Paute en una superficie vertical a lo largo de la vía al Sur de Sigsig hacia la Mina Peggy (fotografía J. A. A.).

Más al Sur, secciones a través de la falla Baños muestran un patrón tectónico similar. A través de la alta divisoria de aguas entre los ríos Alao y Palora, las rocas metavolcánicas cizalladas tienen lineaciones minerales con inmersiones, de ángulos suaves, generalmente hacia el Norte. Sin embargo, estas lineaciones son empinadas en el cinturón de 2km de ancho de las rocas miloníticas Alao-Paute a lo largo de la vía al Sur de Sigsig (Lámina 14d). Esto indicaría un corrimiento hacia el Este en estas rocas que tienen un buzamiento hacia el Oeste. Es en este sector meridional del afloramiento de la falla, donde la mezcla tectónica de las rocas del Terreno Loja, indicadas en el mapa acompañante, puede ser atribuida a estructuras dúplex, aunque milonitas dentro de estos lentes de granitos Tres Lagunas (Lámina 14a y c) estarían relacionadas al antiguo evento Tres Lagunas.

En el extremo Sur, se interpreta que la falla Baños se une con la falla Las Aradas cerca de Quilanga, donde existe un pequeño inlier de rocas-verdes altamente cizalladas y miloníticas (Lámina 14b) que tienen lineaciones minerales con inmersiones, de ángulos moderados, en dirección Noreste. Esto se interpreta como la extensión más meridional del terreno Alao bajo la cobertura cenozoica. Entre Sigsig y Saraguro, donde la falla está en gran parte enterrada por rocas volcánicas cenozoicas, existe una deflexión mayor en el curso interpretado, la cual sería axial a la cuenca miocénica Nabón, cuyo afloramiento tiene rumbo NE-SW.

Hacia el Norte, la falla Baños es tentativamente proyectada bajo la secuencia de rocas cenozoicas, con el objetivo de dividir las áreas de basamento de Ambuquí y Monte Olivo, las cuales tienen direcciones diferentes y representarían el punto de convergencia de las cordilleras central y oriental de Colombia.

Terreno Salado

La **falla Llanganates** forma el límite entre los terrenos Loja y Salado. En el sector del Río Cosanga (Figura 19) y más al Sur, el terreno Loja es corrido hacia el Este sobre el Salado, a lo largo de esta falla con buzamiento hacia el Oeste. En la travesía de Cosanga, el granito Tres Lagunas es milonítico cerca de la Falla (Figura 19), pero no se ha establecido si estas estructuras pertenecen al evento Tres Lagunas o Peltetec, o a los dos.

El área tipo de la **unidad Cerro Hermoso** se presta para un análisis estructural más detallado, debido a la abundante exposición y una secuencia con indicadores sedimentarios de polaridad preservados. La estructura está dominada por pliegues de primera fase de revestimiento ascendente (*upward-facing*) con ejes subhorizontales y un clivaje axial-planar con empinado buzamiento, acompañado de fallas en los flancos (Figura 11). No se encontró evidencia de las tempranas estructuras de napas sugeridas por Sauer (1958) y Vera y Vivanco (1983). El metamorfismo es de bajo grado, pero granate, cordierita, sillimanita y andalucita, de metamorfismo de contacto fueron observados y atribuidos a los efectos de la fase ígnea Azafrán adyacente, la cual también está deformada (Litherland et al., 1991).

El área tipo de la **unidad Upano** de la travesía Atillo-Macas exhibe rocas metamórficas de bajo grado con una esquistosidad S2 penetrativa, empinada, buzando hacia el Oeste, subparalela a la S1, la cual, en los cortos flancos de los empinados monoclinales D3, forma cinturones horizontales plegados por una abrupta crenulación S3. Existen indicios de una repetición litológica en esta secuencia volcanosedimentaria, particularmente de una unidad de greywacke volcanoclástica masiva. Tal repetición, estaría relacionada con corrimientos imbricados D1/D2.

Los plutones jurásicos de la **unidad Azafrán** exhiben porciones cizalladas o ligeramente-cizalladas acompañadas por texturas gnéisicas y miloníticas, el aplanamiento de xenolitos, y progresiva recristalización metamórfica para producir gneises hornbléndicos y/o biotíticos. Tales características son comunes tanto en el batolito de Azafrán como en el de Chingual. A lo largo de la vía cerca de Azafrán, se ha observado lineaciones minerales con inmersión suave a horizontal, las cuales acompañan a milonitas S-C con movimiento dextral asociado a las empinadas zonas de cizalla con rumbo-Andino. Probablemente, este evento de cizalla corresponde a las edades K-Ar más jóvenes, alrededor de 120 Ma, de este sector (p.32). A lo largo de la sección del Río Mulatos del plutón Azafrán existen cambios abruptos, desde rocas altamente deformadas hasta aquellas que, en esencia, no están deformadas; pequeñas vetas tardías, feldespáticas, epidotizadas, cortan todas las rocas a lo largo de cizallas dextrales y sinistrales conjugadas. En el plutón Chingual, a lo largo del Río Cofanes, granodioritas miloníticas exhiben una empinada lineación mineral, pero pliegues con ejes subhorizontales.

Napas de Cuyuja

Inicialmente una esquistosidad horizontal fue observada por Trouw (1976) en el sector de Cuyuja de la sección de la vía Papallacta-Baeza. Los estudios del Proyecto han demostrado su relación con el complejo de napas en el Norte de la Cordillera Real (Litherland et al., 1992c).

El complejo de napas se extiende casi 80km longitudinalmente y 15km transversalmente a la cordillera, la cual en otras partes exhibe rocas metamórficas con empinado buzamiento. Aunque en Cuyuja está la sección más accesible, la travesía Micacocha-Cosanga (Figura 19) fue geológicamente más provechosa, proporcionando una compleja estratigrafía tectónica de litologías tectónicamente yuxtapuestas desde la base del Río Cosanga a 2000 m.s.n.m hasta la divisoria de aguas de la cordillera a 4000m. Estas litologías incluyen a la gruesa capa de napas de rocas semipelíticas similares a la unidad paleozoica Chigüinda, a los granitos de la unidad triásica Tres Lagunas, y a las rocas metasedimentarias, metavolcánicas y metaplutónicas de las unidades jurásicas Upano y Azafrán. Dentro del cúmulo de napas existen delgadas rebanadas de serpentinita y skarn, las cuales forman klippen aislados a lo largo de la divisoria de aguas (Litherland et al., 1992a). El metamorfismo de los esquistos cae en la subfacies de cuarzo-albita-epidota-biotita de la facies de esquistos-verdes tipo-Barroviano (Trouw, 1976); la cianita fue observada en asociación con vetas de cuarzo; es más común encontrar granate y cloritoide.

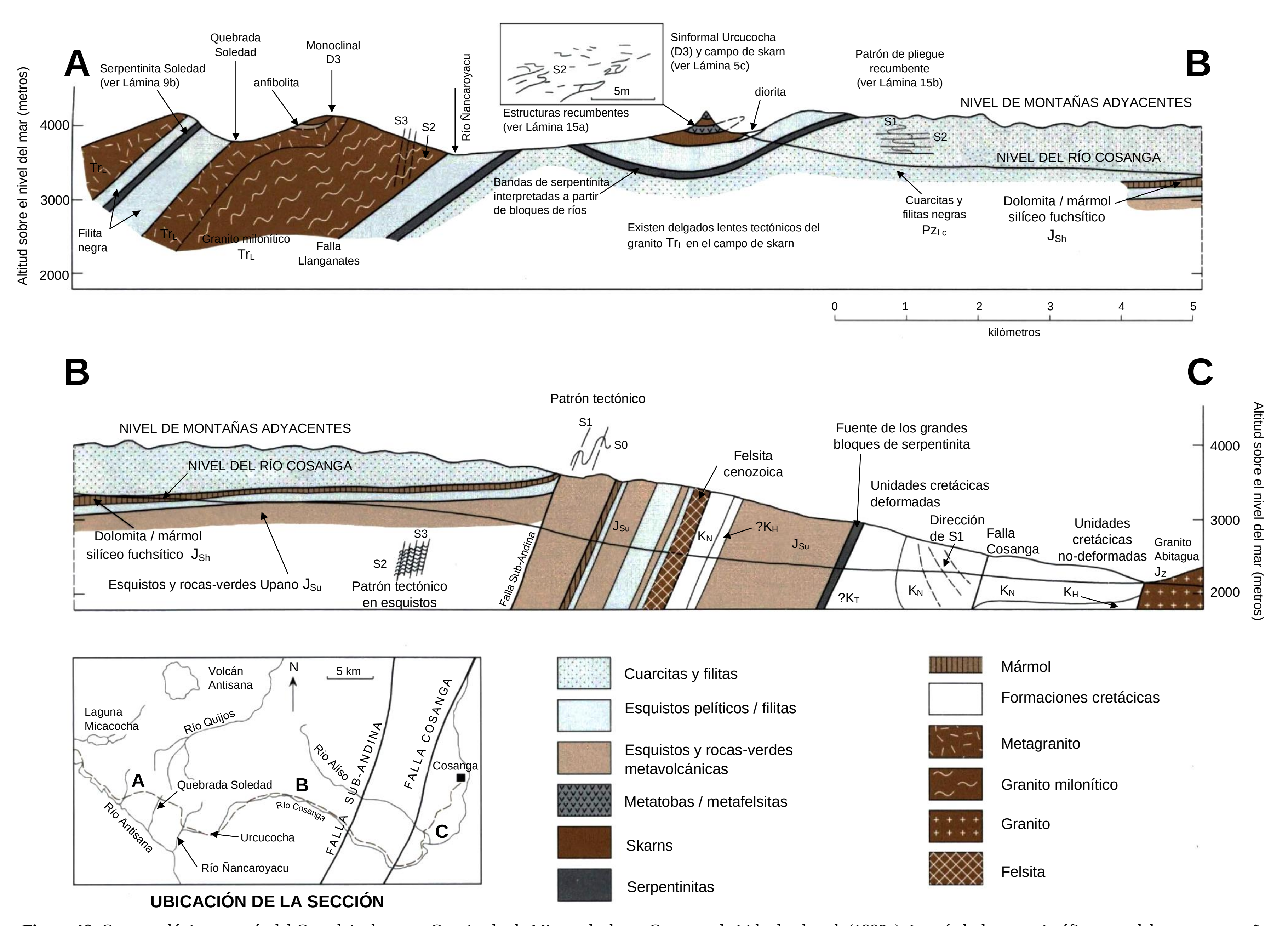


Figura 19. Corte geológico a través del Complejo de napas Cuyuja, desde Micacocha hasta Cosanga, de Litherland et al. (1992c). Los símbolos estratigráficos son del mapa acompañante.

El cúmulo de napas tiene un espesor de 2km a lo largo de la travesía del Río Cosanga, no se ha observado la base. Sin embargo, más hacia el Sur en la zona del Río Mulatos existe una transición de foliación empinada en la garganta del río (2000 m.s.n.m.) hacia foliaciones horizontales en el campo de skarn El Placer a casi 1000 m sobre el río (3000 m.s.n.m.) (Figura 13). Desafortunadamente la región tiene una espesa vegetación, y está pobremente expuesta, sin embargo, se observó moderados buzamientos de foliación hacia el Oeste a 2500 m.s.n.m., sugiriendo que la empinada esquistosidad se curva en un techo de corrimiento (*roof thrust*), el cual coincide aproximadamente con la base de los skarns. Más al Sur en el empinado Cerro Hermoso (Figura 11) y en el Río Pastaza, se asume que este techo de corrimiento ha sido completamente erosionado, con la posible excepción del klippe de skarn en el Río Verde y el klippe de mármol reportado por Merlyn y Cruz (1986). En este sentido es importante señalar que las napas horizontales de la Figura 19 yacen a lo largo del rumbo de los pliegues rectos de la Figura 11, también a la misma altitud. Por tanto, las napas de Cuyuja deben representar tectónicamente rocas de alto-nivel preservadas en una profunda depresión regional (*regional plunge depression*), de lo cual se concluye que tales napas han sido erosionadas de lo remanente de la cordillera.

En las esquistosas rocas de las napas de Cuyuja, la esquistosidad subhorizontal tiene edad S2 (Figura 19) y afecta a un capeamiento compuesto S0/S1. Parece no existir diferencias en la historia tectónica entre las rocas asignadas a las unidades jurásicas y las semipelitas asignadas a la unidad paleozoica Chigüinda (Lámina 15a) las cuales tendrían una marca más temprana del Tres Lagunas. La S2 es paralela a las zonas de cizalla (Lámina 19b) o a un rudimentario clivaje de fractura en los skarns masivos y, a las fallas que dividen las unidades litológicas de la estratigrafía tectónica. Se ha propuesto estas fallas debido a la yuxtaposición de litologías de diferentes ambientes geológicos, y no por observaciones de campo de evidencia tectónica. Las metatobas entre las dos formaciones de skarn, en la Figura 19, exhiben estructuras plegadas con formas de ‘M’ (Lámina 15a) consistentes con un cierre mayor de pliegue D2, con los skarns representando tanto a los flancos rectos como a los volcados.

Tanto los pliegues menores D2 como las lineaciones minerales tienen inmersiones bajas con rumbo-Andino dentro de la superficie S2. Los pliegues menores exhibirían estructuras con forma de ‘Z’ y S’ en la misma cara de la roca (Lámina 15b), además, la clave para el sentido general de transporte tectónico yace en la morfología de la Figura 19, donde los buzamientos son horizontales o hacia el Oeste, indicando movimiento de Oeste a Este. Puede decirse lo mismo para las rocas metamórficas de la cordillera como un todo.

Un posterior evento compresional con rumbo-Andino es evidente en las napas de Cuyuja en la forma de pliegues abiertos con un empinado clivaje de crenulación axial-planar. Uno de estos pliegues corresponde al sinformal de Urcucocha, el cual parece controlar la disposición de los klippen de skarn (Figura 19). En las partes restantes de la cordillera, este evento es difícil de identificar dentro de las rocas con alto buzamiento.

EVENTOS DEL CRETÁCICO SUPERIOR Y CENOZOICO

Para este periodo, aún es prematuro construir una secuencia tectónica en la Cordillera Real. Muchas estructuras observadas en el campo son difíciles de datar, además, existe una dispersión de edades K-Ar reseteadas (Figura 20), muchas de las cuales se relacionan con reseteos parciales. Esta sección solamente señala algunas observaciones pertinentes en ciertos sectores.

Cinturón de corrimiento subandino y estructuras asociadas

La evidencia de campo alrededor de Cosanga (Figura 19) indica dos importantes fallas regionales. La falla Subandina marca el límite oriental del Complejo de napas Cuyuja de edad Peltetec, y la falla Cosanga marca el límite oriental del tectonometamorfismo Andino. Entre estas fallas, y rastreable a lo largo de la mayoría de la cordillera, se encuentra el cinturón de corrimiento Subandino, con alrededor de 5-15km de ancho, el cual aproximadamente corresponde a la depresión Topo-Quijos de Sauer (1965), y al cinturón ‘semimetamórfico’ de la Formación Margajitas (Tschopp, 1953). Además de los esquistos volcanosedimentarios, atribuidos a la unidad jurásica Upano, el cinturón Subandino también contiene rocas plegadas, falladas y clivadas de las Formaciones cretácicas Hollín, Napo y Tena.

Los patrones de afloramiento a lo largo del cinturón indican plegamiento y corrimiento imbricado, de las rocas cretácicas y de la Upano, en dirección hacia el Este a lo largo de las empinadas fallas de los flancos. Formaciones terciarias más jóvenes de la Cuenca Oriente seguramente estuvieron involucradas, pero éstas no afloran en el cinturón, quizá debido al nivel de erosión. Se observó techos en los corrimientos produciendo estructuras dúplex (comunicación oral, P. J. Townsend).

Al Norte de la zona del Río Oyacachi, el cinturón probablemente está limitado al Oeste por la falla La Sofía. Al Sur del Río Pastaza, en un área poco estudiada, el cinturón parece estar duplicado por el ingreso de un sistema de corrimiento nucleando en el margen oriental del macizo del granito Abitagua, esto es el sistema de corrimiento del Río Gringo (comunicación oral, P. J. Townsend). Más al Sur en el batolito de Zamora, el cinturón de corrimiento se ensancha en una serie de fallas ¿sinistrales? mayores con rumbo Norte-Sur, las cuales dividen el plutón esencialmente no-deformado en tres segmentos tectónicos. Una de éstas, la falla La Canela, está asociada con los afloramientos de la clivada Formación cretácica Napo a lo largo del Río El Vergel, sin embargo, lejos de las fallas las secuencias cretácicas de cobertura están poco perturbadas.

a



b



Lámina 15. Complejo de napas Cuyuja

(a) Pliegues recumbentes D2 en metatobas silíceas, cerca de la cima de Urcucocha (Figura 19) (fotografía M. L.).

(b) Manuel Célleri posa junto a los pliegues recumbentes con 'forma de M' en las rocas semipelíticas atribuidas a la Unidad Chigüinda. Este estilo es típico del cinturón tectónico horizontal de la parte superior del Río Cosanga (Figura 19) (fotografía M. L.).

Un penetrativo clivaje pizarroso generalmente empinado, con buzamiento al Oeste, con rumbo-Andino, está presente en la fracción pelítica de las Formaciones Napo y Tena, y está asociado con pliegues menores con inmersiones bajas. Este clivaje podría estar localmente plegado por monoclinales con vergencia hacia el Este, cuyos flancos horizontales estarían cortados por un segundo, empinado clivaje de crenulación. Un primer clivaje originalmente aplanado es prominente en las pizarras negras alrededor del puente sobre el Río Abanico en la vía Macas. En el Río Cosanga, los clivajes con buzamiento hacia el Este (Figura 19) estarían relacionados con estructuras pop-up en el sistema de corrimiento.

En lugares dentro del cinturón Subandino, la historia tectonometamórfica de las subyacentes rocas de la unidad Upano parece ajustarse a la de las suprayacentes unidades cretácicas, antes que a la de las rocas equivalentes ubicadas al Oeste de la falla Subandina. Afloramientos de las rocas-verdes y esquistos-verdes de la Upano alrededor de Baeza, Río Cosanga (Figura 19) y Río Negro de Pastaza exhiben un solo empinado clivaje penetrativo con o sin clivaje de crenulación posterior. Esto es acompañado por un grado metamórfico más bajo, de la subfacies cuarzo-albita-moscovita-clorita, que aquel encontrado en las napas de Cuyuja. Desafortunadamente no se encontró afloramientos que tengan el contacto entre la Upano y las rocas cretácicas, de manera que se pueda probar esta correlación del clivaje. Sin embargo, afloramientos en el Río Salado, que involucran a los volcánicos masivos Misahuallí (en lugar de la unidad Upano) como basamento de las formaciones cretácicas, indican una historia estructural común, confirmando las observaciones de Pasquarè et al. (1990). Es posible que el empinado clivaje del cinturón de corrimiento pueda ser correlacionado, en la Figura 19, con el empinado clivaje de crenulación S3 que afecta a las napas de Cuyuja al Oeste y está relacionado con el sinformal Urcucocha. Tal correlación proporcionaría una impresión tectónica cenozoica mapeable en el principal complejo metamórfico.

Sin embargo, al Oeste de Sucúa, a lo largo del Río Tutanangoza, imbricaciones de las Formaciones esencialmente no-deformadas Hollín, Napo y Tena involucran al basamento que consiste en esquistos-verdes miloníticos de la unidad Upano la cual evidentemente fue deformada en el evento Peltetec.

Estos puntos señalan que el cinturón de corrimiento Subandino es un evento tectonometamórfico cenozoico sin impresiones más antiguas en las rocas del basamento visibles al Norte de Sucúa, por eso, en esta área la falla Subandina es el límite oriental del evento Peltetec. Fue propuesta una edad del Neógeno para el corrimiento (Kennerley, 1980; Baldock, 1982), sincrónica con la formación de estructuras de menor intensidad como los levantamientos Napo y Cutucú, los cuales se encuentran al Este de la falla Cosanga.

Tal edad para el movimiento podría explicar el reseteo K-Ar en los batolitos Chingual y Zamora (Figura 20). Estudios detallados por Pasquarè et al. (1990) en el área del Reventador han revelado una evolución tectónica de tres etapas: el corrimiento hacia el Este-Sur-Este fue seguido por la reactivación oblicua de corrimientos tempranos con direcciones de movimiento hacia el Este o Este-Nor-Este. La tercera fase involucró fallamiento dextral con direcciones subparalelas a los antiguos frentes de sobrecorrimiento. Soulas et al (1991) indicaron que los corrimientos Subandinos aún están activos con fallamiento dextral, como lo manifiesta la falla La Sofía. De hecho, Tibaldi y Ferrari (1992) muestran esta falla (su falla Cayambe-Chingual) desplazando flujos de lava del Pleistoceno Tardío o del Holoceno, desde el volcán Soche cerca de La Bonita. El terremoto del 5 de marzo de 1987, con epicentro al Oeste del Reventador, fue probablemente causado por la reactivación de la falla Cosanga.

El cinturón de corrimiento Subandino del Ecuador es típico de los Andes de Perú-Bolivia donde, desde el Oligoceno Tardío, la mayor parte del acortamiento Andino ha sido acomodado por el infracorrimiento del cratón amazónico bajo la Cordillera Real a lo largo del cinturón de corrimiento Subandino de antepaís (Soler y Sebrier, 1990).

Falla Peltetec y estructuras asociadas

Alrededor de su área tipo, la falla Peltetec se manifiesta en imágenes como un lineamiento neotectónico, el lineamiento Chambo de Litherland y Aspden (1992), a lo largo del cual las ofiolitas jurásicas están falladas frente a las rocas volcánicas neógenas. Este lineamiento puede ser rastreado hacia el Sur hasta la falla Huarapungu de Bristow et al. (1975) que es axial a la cuenca cretácica Yunguilla, y de ahí a través de la cuenca de Cuenca en la falla Girón, finalmente en el Sur se curva para formar la falla Las Aradas. Esta nueva ruta que une las fallas Girón y Las Aradas se basa en estudios de campo del Proyecto alrededor de Santa Isabel. Anteriormente, la falla Girón fue unida con la falla Jubones que tiene rumbo Este-Oeste (Baldock, 1982).

A lo largo de este curso la falla afecta a rocas de diferentes edades. En el Río Huarapungu, la Formación cretácica superior Yunguilla exhibe empinados buzamientos a lo largo de la falla, con pequeños corrimientos que buzan hacia el Oeste con ángulos bajos. Más al Sur, la falla es axial a la cuenca de Cuenca, una estructura pull-apart miocénica (Noblet y Marocco, 1989), y a la cuenca Girón, donde la falla Girón exhibe actividad neotectónica (Winter et al., 1990). En el Sur, la falla Las Aradas divide el basamento metamórfico de los volcánicos cenozoicos y rocas sedimentarias de diferentes edades. Todos estos puntos indican que la falla Peltetec ha controlado la formación de cuencas pull-apart locales desde el Cretácico y ha tenido una larga historia de movimiento durante el Cenozoico.

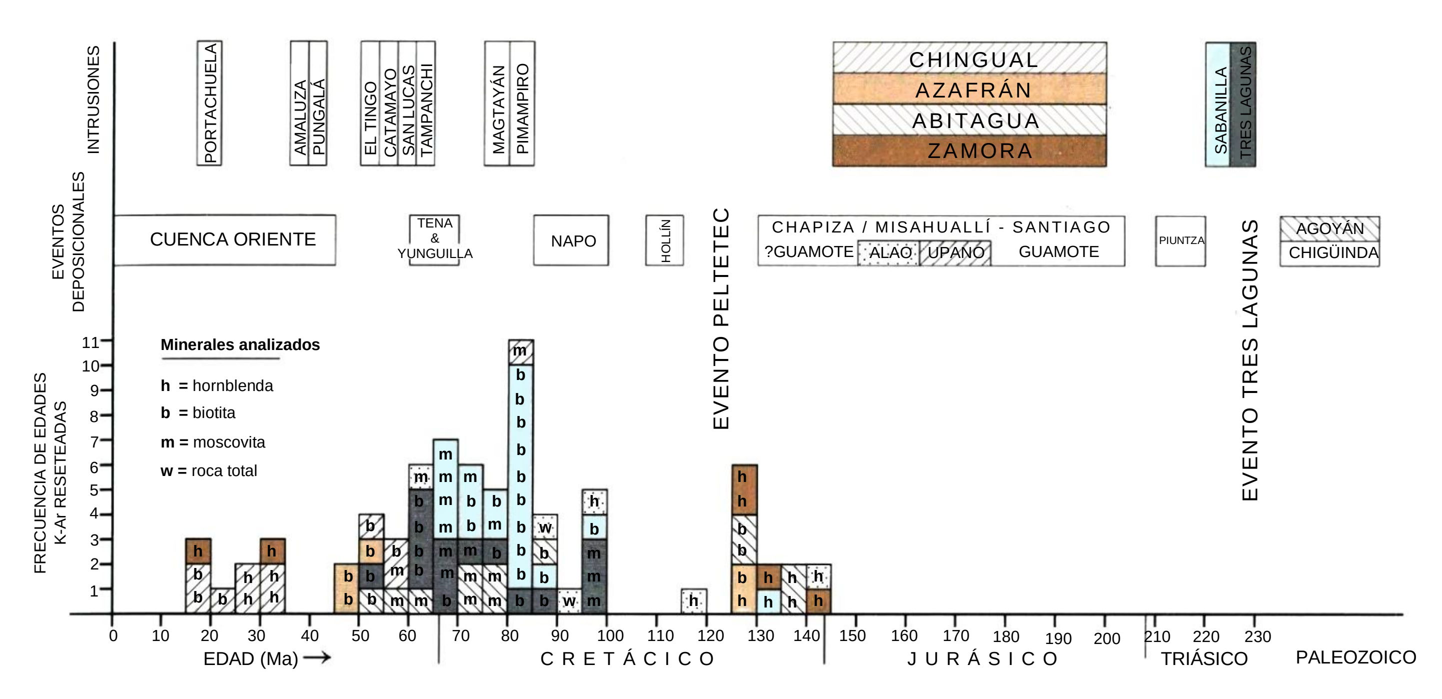


Figura 20. Edades K-Ar reseteadas y eventos geológicos en la Cordillera Real. Los ornamentos identifican a la edad primaria (inclinación hacia la derecha) y la edad reseteada (inclinación hacia la izquierda).

Al Oeste de la falla Peltetec, cerca de Guasuntos, rocas volcánicas oligocénicas están corridas, sobre el basamento compuesto por pizarras del terreno Guamote, a lo largo de fallas inversas de bajo-ángulo que buzan hacia el Noroeste, las cuales no afectan a los suprayacentes volcánicos miocénicos. Este evento probablemente se manifiesta como pliegues abiertos D3 con dirección Este-Nor-Este en las rocas metamórficas horizontales de Guamote.

Al Este de la falla Peltetec, la falla San Antonio exhibe actividad cenozoica: ésta actúa como un conducto para un dique de felsita, el cual sigue la falla a través del valle Alao (Figura 16). Más al Sur, se evidencia actividad tectónica cenozoica a lo largo de fallas del basamento pasando por Pilzhum y San José, y como empinadas zonas de cizallas dentro del complejo máfico-ultramáfico Tampanchi del Terciario Temprano.

La falla Baños es considerada como un conducto para la mineralización cenozoica (p.106), particularmente cerca de la deflexión mayor entre Sigsig y Saraguro, la cual habría estado periódicamente en un régimen tensional. La misma falla quizá controló la cuenca pull-apart Nabón del Mioceno.

La evolución cenozoica de fallas que controlan el valle Inter-Andino probablemente se relaciona con fallas normales y *tipo-wrench* (Tibaldi y Ferrari, 1992). Los presentes estudios indican que muchas de las fallas neotectonicamente activas de la Cordillera Real son el resultado de la reactivación de antiguas estructuras, aquí definidas, del basamento. Litherland y Aspden (1992) han sugerido que la reactivación de estos antiguos límites de terrenos, o suturas, controlarían localmente el magmatismo Andino y la morfología, y por tanto son responsables de la doble cordillera de los Andes ecuatorianos.

Tectónica y reseteo K-Ar

La propuesta de Feininger (1975) de que las rocas metamórficas de la Cordillera Real tenían edad cretácica y fueron metamorfizadas en el Terciario Temprano era sostenida por edades K-Ar, del Paleoceno, de micas de esquistos completamente recristalizados (Feininger, 1982).

El Proyecto ha determinado muchas otras edades en el rango de 50-90 Ma de una variedad de rocas metamórficas (pp. 119-120), muchas de las cuales pueden ser demostradas como pre-cretácicas. De hecho, la mayoría de las muestras de las unidades Tres Lagunas, Sabanilla, Agoyán y Upano de la Cordillera tienen estas jóvenes edades K-Ar (Figura 20), mientras que casi todos los plutones Zamora y Abitagua, que yacen al Este de la falla Cosanga, i.e. en el cratón Amazónico, preservan sus edades primarias.

Edades K-Ar del Cretácico y Cenozoico Inferior de plutones esencialmente no-deformados son consideradas como de enfriamiento. El complejo Tampanchi, aproximadamente 62 Ma, está localmente cizallado, indicando el movimiento cenozoico de fallas adyacentes, sin embargo, la carencia de fábricas tectónicas penetrativas regionales en estos plutones contradice la propuesta de Feininger (1975), la cual indica la existencia de un máximo regional tectonometamórfico del Cenozoico Inferior. Por tanto, las dataciones K-Ar de estos minerales metamórficos son consideradas como reseteadas y no representan las edades de cada mica en consideración.

Dado que no existe un máximo tectonometamórfico para explicar el reseteo de las edades, también parece no ser posible que las fases plutónicas contemporáneas de Pimampiro, Magtayán, Tampanchi y San Lucas (Figura 20) causaran tal reseteo regional de moscovita y biotita. Por tanto, es notable que estas edades reseteadas correspondan a una pausa deposicional entre las Formaciones de Napo y Tena (Figura 20), la cual es considerada representante del levantamiento de la Cordillera Real, puesto que las capas-rojas de Tena se derivaron desde el Oeste (Baldock, 1982). Por ende, el reseteo pudo haber sido causado por el cizallamiento y calentamiento relacionado a este levantamiento, quizá como resultado de la acreción del terreno Piñón en el Oeste. Alternativamente, el evento Peltetec podría extenderse, o ser movido, a una edad del Cretácico Superior, pre-Yunguilla y pre-Tena. Lo que está claro es la necesidad de más trabajo para elucidar los detalles de la historia geológica de este periodo.

SIETE

Geología del cinturón metamórfico El Oro

El cinturón metamórfico El Oro (Figura 21) es un gran inlier de rocas metamórficas localizado en el Suroeste del Ecuador, aflora principalmente en la provincia de El Oro. Inicialmente, las rocas fueron descritas por Sauer (1965) y posteriormente fueron mapeadas en el Este por Kennerley (1973) y en el Oeste por Feininger (1978).

Tanto Sauer (1965) como Gansser (1973) señalaron el rumbo Este-Oeste de las rocas metamórficas de El Oro, el cual es completamente discordante con el rumbo de los Andes. Feininger (1978) las indica como un sándwich de esquistos y granitos encerrando a las serpentinitas, esquistos azules y eclogitas del sector de Raspas; todo suprayacido en inconformidad por el Grupo cretácico Alamor.

ROCAS DEL PALEOZOICO Y TRIÁSICO

Las rocas paleozoicas del cinturón de El Oro son consideradas (Aspden et al., 1993; Aspden, en imprenta) como confinadas a la división semipelítica Tahuín, al Sur de la falla Portovelo, aflorando a lo largo de la Cordillera de Tahuín. Éstas forman un cinturón con rumbo Este-Oeste, de 10-20km de ancho, el cual puede ser rastreado continuamente desde la frontera con Perú en el Oeste hasta El Cisne en el Este. Las rocas han sido divididas según el grado metamórfico en la unidad El Tigre en el Sur y la unidad de grado más alto La Victoria en el Norte. Las rocas triásicas están representadas por los granitos Moromoro, encontrados al Norte y Sur de la falla Portovelo, y por las anfibolitas Piedras.

Unidad El Tigre (Paleozoico)

Esta unidad, nombrada por el pequeño asentamiento en el Oeste del cinturón, corresponde, aproximadamente a la Formación Capiro de Kennerley (1973) y Baldock (1982). Con excepción de las secciones de ríos, la Unidad El Tigre está, por lo común, muy meteorizada, pero, afloramientos razonablemente frescos y semi-continuos ocurren a lo largo de la vía Arenillas-Alamor, entre el pequeño asentamiento El Tigre (del cual la unidad toma el nombre) y el Río Puyango, también a lo largo de la vía Portovelo-Loja al Sur de El Prado.

En el Sur, la unidad está suprayacida en inconformidad por los sedimentos cretácicos de la cuenca Alamor (Baldock, 1982; Feininger, 1978), este contacto está particularmente bien expuesto al Norte del Río Puyango a lo largo de la vía Arenillas-Alamor (**6665-95737**). Más al Este, cerca de El Cisne (Figura 21), el contacto ha sido afectado por una serie de fallas con rumbo NNE-SSW que pertenecen a la zona de falla Guayabal, es difícil establecer relaciones originales. Hacia el Norte, el contacto es transicional con la unidad de grado más alto La Victoria, los detalles se discuten posteriormente.

La edad de la unidad El Tigre no está bien establecida, pero está intruida y metamorfizada por el plutón Marcabelí del Triásico Tardío (228Ma), y es considerada de edad paleozoica. Una muestra recolectada al Sur de La Libertad (Figura 21) proporcionó los restos de acritarcos y esporas, a los cuales se les asignó una edad pre-devónica (Zamora y Pothe de Baldis, 1988). Más al Suroeste, a lo largo del Río Cazaderos, fuera del área del mapa acompañante, una muestra examinada por el Dr. John Williams de la British Petroleum Ltd. contenía un ‘posible único ejemplo de *Emphanisporites* y algunos únicos tipos de esporas no identificadas, fuertemente carbonizadas que son laevigata (lisos) o tienen pequeños ornamentos de conos, espinas o báculos. Aunque no se pudo identificar la taxonomía, este es el tipo de ensamblaje que se esperaría encontrar en el Devónico Temprano o Tardío’ (comunicación escrita, J. E. Whittaker). Mientras que la relación precisa entre esta muestra y la unidad El Tigre es incierta, su posición estructural inmediatamente debajo de la Formación cretácica Cazaderos, la cual forma parte de la secuencia de la cuenca Alamor, sugiere una correlación con la unidad El Tigre. Se obtuvo una extensa colección de material (alrededor de 40 muestras) de la unidad El Tigre en el presente estudio, pero ninguna contenía restos orgánicos datables (Owens, 1992). Sin embargo, fósiles del Devónico y Carbonífero fueron encontrados en el Cerro Amotape, en el Norte de Perú, la extensión física de la Cordillera Tahuín, la cual está formada por rocas semipelíticas similares (Martínez, 1970; Mourier, 1988).

La unidad El Tigre consiste en una secuencia no-metamorfizada a débilmente metamorfizada de arcosas ricas en cuarzo, de grano fino a medio, inmaduras, pobremente sorteadas; wackes feldespáticas; y cuarcitas; junto con intercalaciones de lutitas y limolitas. Además del cuarzo y del feldespato, estas rocas contienen cantidades menores de biotita detrítica, moscovita y turmalina. Son comunes, particularmente en las capas de arena gruesa, los clastos intraformacionales de lutita, los cuales varían su tamaño desde submilimétricos hasta decimétricos. Las estructuras sedimentarias incluyen estratificación gradada, en ciertos casos con bases erosionadas que contienen marcas de corriente (*sole structures*), calcos de flujo (*flute casts*), estratificación cruzada y paralela, estructuras en flama y pliegues slump (Lámina 16a).

Dentro de la unidad El Tigre con rumbo Este-Oeste, los buzamientos de la estratificación son variables, pero normalmente moderados a empinados y generalmente hacia el Norte. El clivaje está desarrollado sólo a lo largo de horizontes de lutita/shale fallados, y en otras partes las estructuras suelen ser de naturaleza más frágil.

Las estructuras sedimentarias preservadas dentro de la unidad El Tigre sugieren que estas rocas son esencialmente de origen turbidítico. La ausencia de detritos volcánicos dentro de la unidad indicaría la derivación de un margen continental ‘pasivo’ o una fuente cratónica.

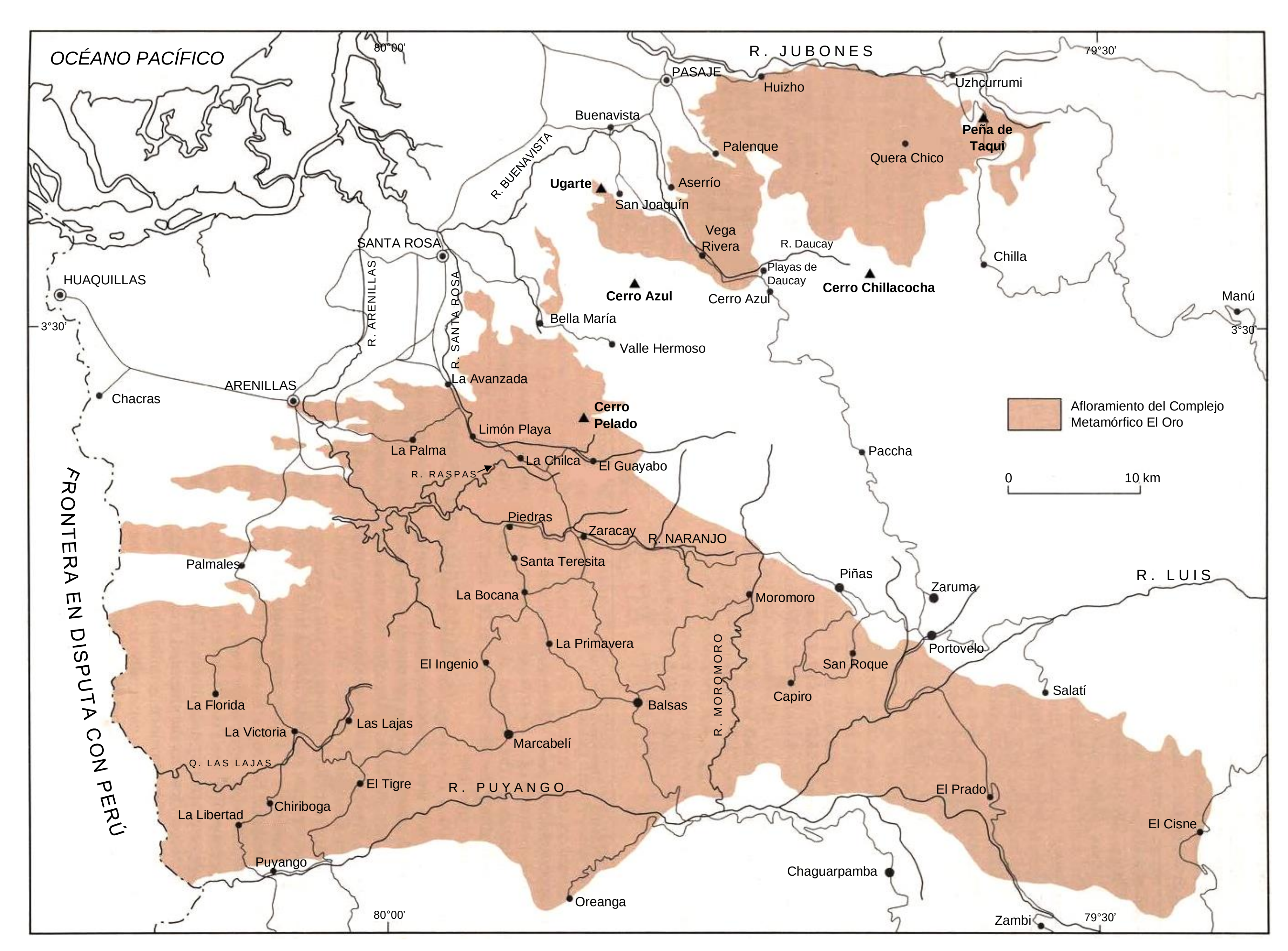


Figura 21. Mapa de ubicación del Complejo metamórfico El Oro, mostrando la mayor parte de nombres de localidades referidos en el texto.

Unidad La Victoria (Paleozoico)

Toma el nombre del pueblo en el Oeste de su afloramiento (Figura 21), esta unidad de esquistos y gneises con empinado buzamiento corresponde aproximadamente a la Formación San Roque (Baldock, 1982) sin la fase del ortogneis; aflora inmediatamente al Norte de la unidad El Tigre. En muchas partes los afloramientos están meteorizados, pero algunos razonablemente frescos se encuentran entre Las Lajas y La Victoria, y secciones excelentes pero semicontinuas existen en la Quebrada Primavera aguas-abajo de La Primavera, y en el Río Ingenio entre Ingenio y Marcabelí. Más al Este, afloramientos espectaculares de la unidad La Victoria ocurren en el Río Moromoro (Figura 21).

El contacto entre las unidades La Victoria y El Tigre es complejo y en parte probablemente gradacional. Éste coincide con una zona tectónica con rumbo Este-Oeste la cual está marcada por la existencia de un clivaje regional y/o la presencia de biotita metamórfica regional (ver también Feininger, 1978). Donde puede observarse, el contacto septentrional de la unidad La Victoria con el granito Moromoro también es en parte gradacional, pero en una escala regional corresponde a una zona de cizalla dextral sin- a tardía-magmática, la cual, especialmente en el Este, ha resultado en la compleja interdigitación de las litologías. Dentro de este complejo granitoide (Moromoro), las áreas más grandes de metasedimentos han sido asignadas a la unidad La Victoria.

La unidad La Victoria ha sido afectada por un único, prógrado, con dominio de temperatura, 'tipo-Abukuma' (Miyashiro, 1961), evento metamórfico. En el Sur, cerca del contacto con El Tigre, son dominantes las pizarras y filitas con biotita, pero más al Norte las filitas podrían contener pequeños porfiroblastos de sericita (?después de cordierita/andalucita). Continuando hacia el Norte, existen esquistos con cordierita y/o andalucita, biotita (± moscovita), albita y cuarzo. En dirección hacia el contacto con el complejo granitoide Moromoro, los ensamblajes de fibrolita y/o sillimanita, cuarzo, plagioclasa, moscovita, ± biotita, ± andalucita, ± cordierita, ± granate están relacionados con la presencia de litologías gnéisicas/ migmatíticas (Lámina 16b).

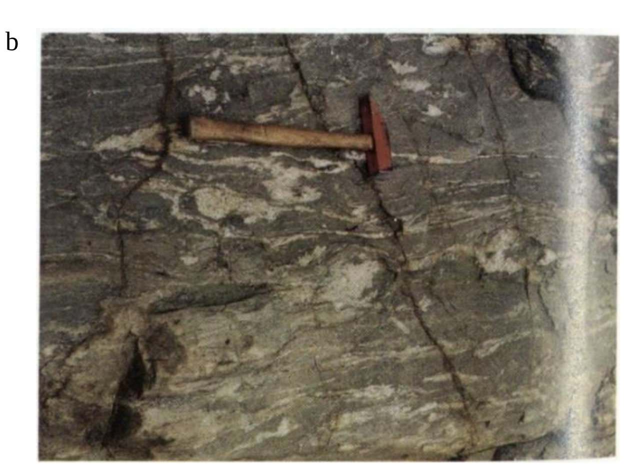
Se considera que la unidad La Victoria representa el equivalente metamorfizado de la unidad El Tigre. El metamorfismo de estas rocas ocurrió durante el evento Moromoro del Triásico Tardío.

La estructura de la unidad La Victoria es similar a la de El Tigre, pero, como se evidencia por los ensamblajes de minerales metamórficos, estas rocas fueron deformadas a temperaturas más altas. En toda la unidad, el clivaje y la estratificación, donde aún es reconocible, son paralelos y, con notables excepciones, tienen generalmente un buzamiento empinado hacia el Norte.

a



b



c

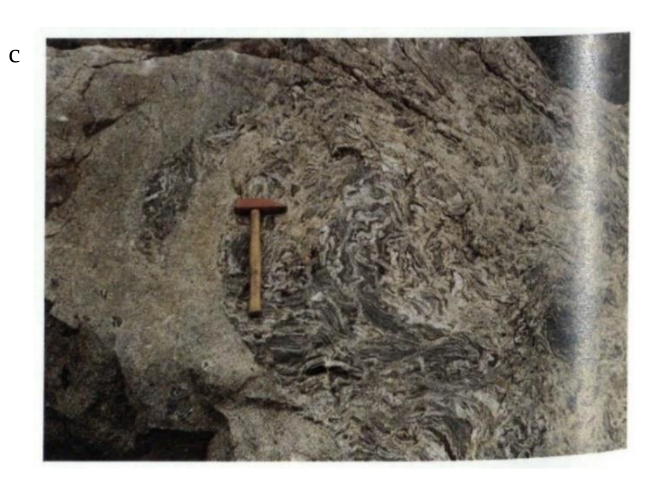


Lámina 16. Metamorfismo progresivo en El Oro.

(a) Pliegues slump en las turbiditas de la Unidad El Tigre, Río Agua Negra (fotografía: J. A. A).

(b) Superficie horizontal con vetas migmatíticas en su etapa inicial, en los esquistos de la Unidad La Victoria cerca del contacto con el granito Moromoro, cerca de San Isidro (fotografía: J. A. A).

(c) Esquistos de alto-grado de la Unidad La Victoria como paleosomas dentro del granito migmatítico Moromoro, cerca de La Florida (fotografía: J. A. A).

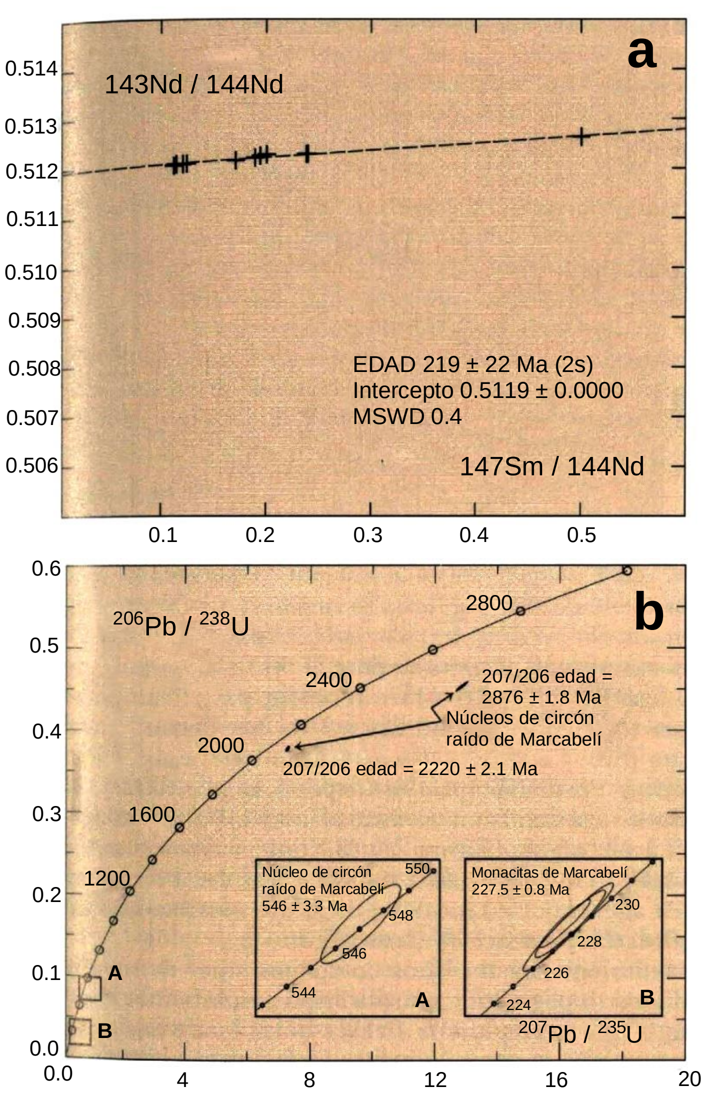


Figura 22. Diagramas geocronológicos de los granitos Moromoro. **(a)** Diagrama de la isócrona Sm-Nd del paleosoma paragnéisico granatífero dentro del granito Moromoro;

(b) Diagrama concordia U-Pb del granito Marcabelí. La edad de cristalización de 227.5 ± 0.8 Ma se obtuvo de los análisis de monacita. Núcleos de zircón fuertemente raídos indican herencia de xenocristales del Arcaico y Proterozoico

Granitos Moromoro (Triásico)

Este complejo toma el nombre del pequeño pueblo de Moromoro (Figura 21). Es principalmente un extenso granito gnéisico el cual puede ser rastreado desde la frontera con Perú en el Oeste hacia el Este en la zona de El Cisne. La mayor parte del Complejo Moromoro se encuentra al Sur de la falla Portovelo; lo restante yace en el Norte en Limón Playa, Quera Chico y en el inlier Manú. Secciones bien-expuestas se encuentran en algunos ríos con dirección Norte-Sur, pero las Quebradas Piedras y Primavera son las más accesibles. En el Este, cerca de El Cisne, el granito está truncado por la zona de falla Guayabal, y más al Oeste a lo largo de la zona de falla Portovelo está suprayacido e intruido por el complejo volcanoplutónico del Terciario. El contacto septentrional con el complejo máfico Piedras es considerado como tectónico, pero quizá originalmente fue intrusivo. El principal contacto meridional con la unidad La Victoria corresponde a una complicada zona de cizallamiento sin- a tardía-magmática, la cual ha resultado en la interdigitación tectónica del granito con los metasedimentos.

Las edades K-Ar de biotita y moscovita disponibles del granito se enlistan en Feininger y Silberman (1982) y en la p.119. Con la excepción de la en cierto modo joven edad de 189 ± 5 Ma, estas edades se encuentran entre 207 y 220 ± 6 Ma, con una media de 213 ± 6 Ma. Adicionalmente se obtuvo la isócrona Sm-Nd de roca total/granate de edad 219 ± 2 Ma (Figura 22a) (p.120) de los paragneises granatíferos que se encuentran en el granito (Aspden et al., 1992c). En conjunto, estos datos sugieren para el granito una edad del Triásico Superior a Jurásico Inferior.

Los granitos Moromoro forman una unidad mixta que incluye cierta cantidad de diferentes tipos de rocas y es probable que con un trabajo más detallado se logre dividirla aún más. Abarcan principalmente granodioritas variablemente foliadas, de grano fino a medio, con biotita ± moscovita, ± granate, junto con menores cantidades de migmatitas y paragneises de alto-grado. Texturalmente, estas granodioritas son por lo general heterogéneas debido a la predominante presencia de numerosos xenolitos metasedimentarios que incluyen cuarcita, esquisto pelítico, paragneis y migmatita (Lámina 16c). Es común encontrar schlieren de biotita y clastos irregulares de cuarzo blanco de veta. Las relaciones de contacto entre los diferentes xenolitos y la granodiorita hospedante varían desde marcadas y bien-definidas hasta extremadamente difusas y con aspecto fantasmal. Los ensamblajes mineralógicos dentro de los xenolitos metasedimentarios 'restíticos' son variables, estos incluyen sillimanita de grano grueso, moscovita, biotita, ± andalucita, ± cordierita y, en algunas zonas, e.g. cerca de Santa Teresita, sillimanita, ± feldespato-K, + moscovita. Son comunes los diques pegmatíticos tardíos y las apófisis compuestas por cuarzo, feldespato, ± turmalina, ± biotita, ± moscovita.

El granito es variablemente foliado. En algunas zonas, se preservan foliaciones gruesas, pero bastante penetrativas y/o fábricas miloníticas S-C (dextrales) dúctiles y discretas (Lámina 17c). Estas zonas normalmente tienen un buzamiento empinado y rumbo Este-Oeste. Ciertos sectores, descritos posteriormente, son esencialmente no-foliados y no-deformados.

Se puede describir a la **unidad La Florida** siguiendo a Feininger (1978). Consiste en una granodiorita típicamente no-foliada, de grano medio a grueso, con megacristales de feldespato alcalino, biotita, ± granate. Los megacristales de feldespato alcalino color-pálido, varían en tamaño y proporción, estos alcanzan los 8cm de longitud y exhiben maclas tipo Carlsbad. En evidente contraste con los granitos gnéisicos, las granodioritas La Florida son texturalmente homogéneas con texturas ígneas primarias. Son comunes los xenolitos de cuarcita, paragneis y migmatita. En la mayoría de casos sus contactos están bien definidos, pero en algunos sitios están rodeados por zonas marginales, irregulares de pegmatita con turmalina-mica. También están presentes diques de aplita leucocrática con dos micas.

Los plutones que componen a la unidad La Florida son cuerpos concordantes, estrechos, aproximadamente con rumbo Este-Oeste, dentro de los granitos gnéisicos Moromoro. Los contactos entre estas unidades no han sido observados en el campo, pero parches irregulares de granodioritas tipo-La Florida han sido observados dentro de los granitos, sugiriendo un origen relacionado y una edad similar.

Entre los granitos Moromoro destacan los plutones no-foliados **Marcabelí** y **El Prado**. Estos son los granitos más meridionales, además, atraviesan el contacto entre las unidades el Tigre y la Victoria.

Las edades minerales K-Ar obtenidas del plutón Marcabelí varían entre 193 ± 13 y 221 ± 6 Ma (p.119 y Feininger y Silberman, 1982) con una edad media de 209 Ma están en concordancia con aquellas obtenidas de los granitos Moromoro. Recientemente, el Proyecto ha obtenido una edad U/Pb (monacita) de 227.5 ± 0.8 Ma para el plutón Marcabelí (comunicación escrita, S. Noble) (Figura 22b) la cual confirma la edad del Triásico Tardío. Antiguos núcleos de zircón en esta muestra entregan edades heredadas $^{207}Pb/^{206}Pb$ de 546 ± 3.3 Ma y 2876 ± 2 Ma, la última indica material retrabajado del Arcaico.

Por lo general, los plutones Marcabelí y El Prado están muy meteorizados, pero parecen estar conformados principalmente por granodioritas de grano medio con biotita ± moscovita. Sin embargo, es probable que ambos plutones sean compuestos e incluyan una variedad de fases plutónicas cuya naturaleza y relaciones aún permanecen inciertas.

Ambos plutones son cuerpos relativamente estrechos, alargados, con rumbo Este-Oeste. Sus contactos meridionales con los sedimentos El Tigre están marcados por corneanas de andalucita, los contactos septentrionales están cizallados. Son esencialmente no-deformados, pero en algunos lugares están cortados por zonas de cizalla discretas, generalmente empinadas y con rumbo-Este.

GEOQUÍMICA

22 análisis de roca-total están disponibles para los granitos Moromoro, los cuales junto con la composición normativa y varios parámetros geoquímicos se enlistan en Fortey y Gillespie (1993) y en el Apéndice 2.

Con base en estos análisis, los plutones Marcabelí y el Prado principalmente consisten en granodioritas con menores cantidades de monzogranitos, mientras que los granitos gnéisicos caen mayormente en el campo del monzogranito, pero incluyen algunos granitoides ricos en cuarzo y granodioritas (Figura 8a). Dos de los diagramas geoquímicos usados para la clasificación de granitos y la distinción entre los tipo-I y tipo-S son Al/(Na + K + Ca/2) vs. SiO_2 y K_2O vs. Na_2O (Pitcher, 1983; Chappell y White, 1974) (Figuras 8c y b). En conjunto, estos diagramas sugieren que el fuertemente peraluminoso granito Moromoro es en gran parte tipo-S, mientras que los plutones Marcabelí y el Prado, similares geoquímicamente, parecen ser tipo-I. Sin embargo, la presencia de circones heredados en Marcabelí, indica algo de material reciclado de origen cortical.

Anfibolitas Piedras (Triásico)

Existen tres cinturones de anfibolita con un empinado buzamiento y rumbo-Este dentro del complejo metamórfico El Oro. La principal **anfibolita Piedras** (toma el nombre de un pequeño pueblo) (Figura 21) forma un cinturón estrecho, de hasta 3km de ancho, regionalmente persistente, que puede ser rastreado casi continuamente por aproximadamente 60km desde la frontera con Perú hasta Portovelo. Donde es observado, su contacto meridional con las migmatitas Moromoro es tectónico y, su límite septentrional está definido por la zona de falla Naranjo.

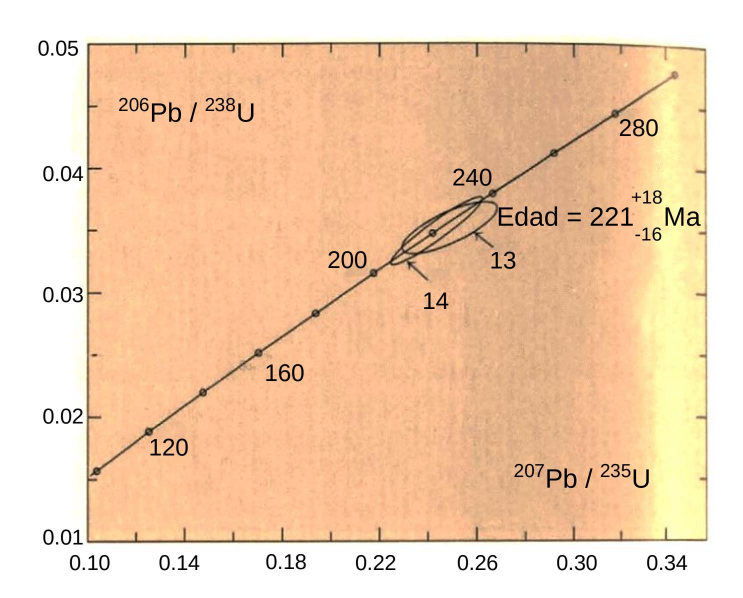


Figura 23. Datos U/Pb de circón para la anfibolita Piedras

Estas anfibolitas fueron consideradas como del Precámbrico, con base en una determinación K-Ar de anfíbol (con muy poco potasio) de 743 ± 13 Ma reportada por Kennerley (1980). Recientemente, el Proyecto ha obtenido de esta unidad edades de anfíbol de 647 ± 37 Ma y 224 ± 3 Ma de muestras recolectadas en la misma localidad cerca de Portovelo (p.119) (Aspden et al., 1992c). La edad triásica ha sido confirmada por la edad de circón U-Pb de 221 $^{+18}_{-16}$Ma (Figura 23) (S. Noble, comunicación escrita). Estos nuevos datos indican que las edades K-Ar precámbricas reportadas para estas rocas son falsas y deben reflejar el exceso de argón.

Litológicamente la unidad consiste en anfibolitas de grano fino a medio a pegmatíticas, saussuritizadas, con anfíbol verde (actinolita y hornblenda ?relicta) plagioclasa (oligoclasa-andesina), epidota y menores cantidades de cuarzo, opacos, ± esfena, ± rutilo, ± clinozoisita. Enclaves máficos, ricos en hornblenda y, lo que se interpreta como la representación de un bandeamiento ígneo relicto, han sido observados en la sección de Río Piedras (**6204/95975**). Hacia la zona de falla Naranjo, las litologías por lo general masivas y débilmente foliadas, típicas de esta unidad, se vuelven progresivamente deformadas y desarrollan una marcada, casi vertical lineación mineral, debido al crecimiento de actinolita acicular, ahora en gran parte epidotizada. En otras partes a lo largo de esta zona de falla (e.g. **6266/95967** y **6350/95965**) están presentes ‘esquistos-verdes’ más masivos (anfibolitas ?retrógradas) compuestos por actinolita, epidota, cuarzo, albita, esfena, ± rutilo. En muestra de mano, estas rocas se parecen a serpentinitas, debido al desarrollo de minerales de serpentina en juntas y fracturas. En el extremo Oeste, a lo largo de la frontera con Perú e inmediatamente al Sur de la zona de falla Naranjo, dentro de la anfibolita se encuentra expuesto un estrecho lente de serpentinita de hasta 100m de ancho. De acuerdo con Feininger (1978), más al Este, un lente similar también está presente dentro de la unidad. La edad y origen de estas serpentinitas es incierto.

Las **anfibolitas Arenillas y Taqui** se encuentran al Norte de la falla Portovelo, formando cinturones estrechos, con rumbo Este-Oeste, limitados por fallas, entre los granitos Moromoro y los esquistos más jóvenes Palenque. No están disponibles dataciones para la unidad Taqui, pero existen cuatro edades minerales K-Ar entre 72 ± 15 Ma y 76 ± 7 Ma (p.119) para la unidad Arenillas. Estas edades son consideradas como reseteadas (Aspden et al., 1992c).

Las unidades Arenillas y Taqui consisten en anfibolitas compuestas esencialmente por hornblenda y plagioclasa, pero en lámina delgada se observa pequeñas diferencias mineralógicas. La unidad Arenillas contiene una baja cantidad de clinopiroxeno y el anfíbol es una hornblenda café pleocroica. En contraste, no se ha observado clinopiroxeno en la unidad Taqui, y el anfíbol, posiblemente en parte actinolita, es de color verde-pálido.

GEOQUÍMICA

Aunque la movilidad de álcalis generaría ambigüedades en la interpretación, el diagrama K_2O vs. SiO_2 es útil para una clasificación general, el cual indica, con excepción de la muestra de Taqui, que la anfibolita Piedras abarca 'basaltos' de la serie de bajo-K (Figura 24a). Para evitar el problema de la pérdida de álcalis, Winchester y Floyd (1977) sugirieron que las rocas alteradas y/o metamorfizadas podrían ser clasificadas usando proporciones de elementos inmóviles. En los diagramas Zr/Ti vs. Nb/Y, todas las muestras analizadas caen dentro del campo de andesita basáltica (Figura 24b).

Geoquímicamente las unidades Piedras y Arenillas parecen ser virtualmente idénticas. Sin embargo, en ciertos diagramas la muestra de Taqui es 'anómala' pues está enriquecida en TiO_2, Sr, Zr y K_2O, y posiblemente empobrecida en MgO (Aspden, en imprenta).

En los 'diagramas spider' (Pearce, 1983) para las unidades Piedras, Arenillas y Taqui (Figura 24c y d) las curvas para cada unidad, especialmente de Piedras y Arenillas, son similares y relativamente planas. Estas formas son típicas de basaltos de dorsal oceánica normales y sólo sugieren una leve modificación en la composición magmática original. Usando los diagramas de discriminación de Pearce y Cann (1973) la mayoría de muestras cae en el campo de basaltos de fondo oceánico (Figura 14).

ROCAS DEL JURÁSICO-CRETÁCICO INFERIOR

Con la excepción de los granitos y anfibolitas, las rocas metamórficas al Norte de la falla Portovelo son consideradas como de edad jurásica a cretácica inferior, y pueden ser subdivididas, esencialmente, en la unidad de esquistos Palenque, la cual abarca al complejo ofiolítico Palenque y al complejo ofiolítico El Oro.

Unidad Palenque (?Jurásico-?Cretácico Inferior)

Es la división principal de esquistos al Norte de la falla Naranjo, toma el nombre de un pequeño poblado (Figura 21). Ninguna sección de río/carretera atraviesa la unidad, pero en el Norte, afloramientos frescos y accesibles se encuentran en el Río Huizho rio-arriba del pueblo Huizho. Los esquistos forman la mayor parte de la zona septentrional del complejo metamórfico El Oro y están limitados por la falla Naranjo en el Sur y la falla Jubones en el Norte. En el Oeste están enterrados bajo los grandes depósitos no-consolidados del Terciario Tardío y Cuaternario de la planicie costera; en el Este están intruidos y, en parte, suprayacidos por un gran complejo volcano-plutónico del Terciario.

La unidad Palenque consiste en pizarras y filitas esquistosas de grado bajo a medio, color-oscuro, semipelíticas, junto con menores cantidades de esquistos cuarzo-sericíticos, esquistos feldespáticos, metagreywackes, cherts, esquistos-verdes, y raros esquistos anfibólicos (tremolita). Los esquistos, que generalmente tienen un buzamiento empinado, también incluyen horizontes pseudoconglomeráticos 'mixtos' y/o 'rotos', en los que, clastos lentoides (de hasta 10cm de longitud) generalmente de material metasedimentario de grano más grueso se encuentran dentro de una matriz de grano más fino.

Mineralógicamente, las rocas están compuestas por cuarzo, biotita, moscovita, clorita, albita, ± grafito, ± actinolita, ± epidota, ± granate. Andalucita tardía, ± cordierita, ± biotita se desarrollan comúnmente como minerales de metamorfismo de contacto cerca del complejo volcanoplutónico del Terciario en el Este.

Dentro de la unidad Palenque, el **complejo ofiolítico Palenque** (Aspden et al., 1988) está representado por cierto número de lentes de serpentinita, los cuales forman pequeñas colinas cerca del pueblo de Palenque. Estas unidades están compuestas principalmente por serpentinita, pero también incluyen cuerpos irregulares de filitas grafíticas negras y/o silicificadas, horizontes menores de chert, metabasaltos y esquistos-verdes. Al Este de Aserrío, filitas negras y una pequeña inclusión de dimensiones desconocidas compuesta por granodiorita milonítica heterogénea, están asociadas con el cuerpo de serpentinita que aflora en el Río Raspas, cerca de su unión con el Río Colorado. Más al Oeste, la serpentinita que forma la pequeña, aislada colina de Ugarte, contiene gabros y pegmatitas gabroicas. Las serpentinitas no están presentes en los cortes a lo largo de la carretera principal que sigue al Río Jubones, pero existen algunos cherts y esquistos-verdes. En el diagrama (Figura 17) de Pearce et al. (1984b) los datos geoquímicos de roca-total se ubican tanto en el campo de ofiolitas de zona de supra-subducción como en el de tipo-MORB.

Complejo ofiolítico El Oro (Jurásico-Cretácico Inferior)

Esta unidad tiene un rumbo Este-Oeste, longitud de 45km y ancho máximo de casi 6km. Sus límites Norte y Sur están definidos por fallas mayores. La parte occidental del complejo contiene algunos de los mejores ejemplos de rocas de alta-presión de los Andes del Norte, estos han sido previamente mapeados y descritos por Duque (1974, 1992) y Feininger (1980). En la siguiente explicación el complejo es subdividido en tres: las unidades Panupali, El Toro y Raspas.

La **unidad de esquistos-verdes Panupali** toma el nombre del Río Panupali, el cual proporciona una sección expuesta casi continua a lo largo de la unidad en el Este. En el Oeste estas rocas están bien-expuestas río-abajo de la represa Tahuín en el Río Arenillas. La unidad forma la capa externa del complejo ofiolítico El Oro y tiene contactos tectónicos con los esquistos Palenque y las serpentinitas El Toro. Originalmente, la parte occidental que aquí es referida como unidad Panupali, era considerada como del Precámbrico y se pensaba que formaba parte del complejo máfico Piedras (Feininger, 1978). Sin embargo, las relaciones generales de campo, junto con la evidencia mineralógica y geoquímica presentadas a continuación, lo descartan.

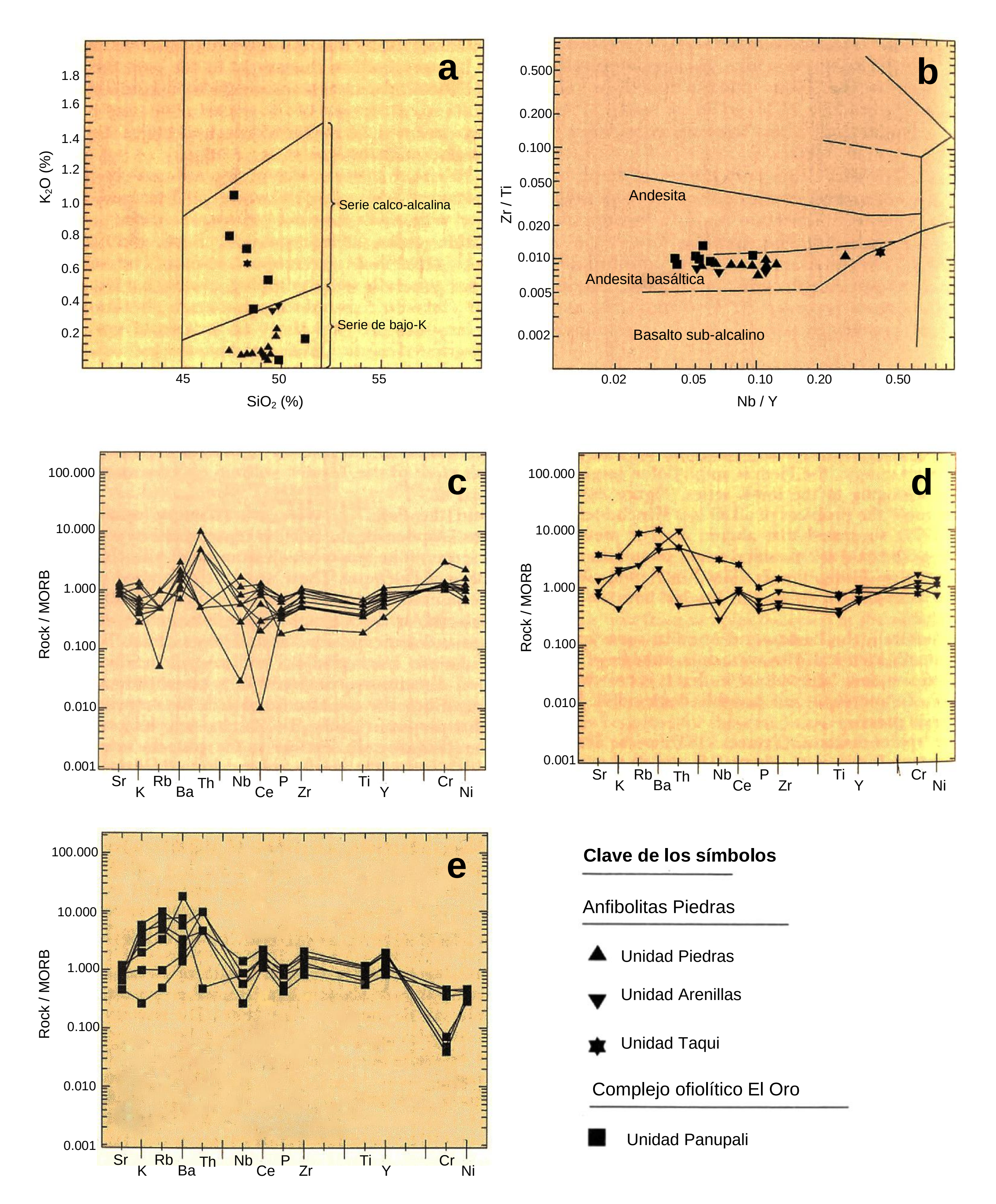


Figura 24. Diagramas geoquímicos de las rocas máficas de El Oro.

(a) Diagrama de clasificación K_2O vs. SiO_2 de Ewart (1982); **(b)** Diagrama Zr/Ti vs. Nb/Y de Winchester y Floyd (1977); Diagramas spider ROCK/MORB normalizados de Pearce (1983) para **(c)** Anfibolita Piedras, **(d)** Anfibolitas Taqui y Arenillas, y **(e)** Unidad Panupali.

La unidad consiste en esquistos-verdes compuestos por actinolita, albita, cuarzo, clorita, epidota, ± granate, ± glaucofana, ± esfena, ± calcita, ± opacos. Este ensamblaje, y particularmente la presencia de glaucofana en algunas muestras, confirma que estas rocas representan una parte integral del complejo ofiolítico El Oro.

En términos de su geoquímica, siete análisis de roca total están disponibles para la unidad Panupali, los cuales junto con las composiciones normativas y varios índices geoquímicos se enlistan en Fortey y Gillespie (1993). Con fines comparativos, se ha ubicado estos datos en los mismos diagramas que se usaron para el complejo máfico Piedras (Figuras 14 y 24). Con base en estos diagramas, ambas unidades son en general similares y pueden ser clasificadas como basaltos de fondo oceánico (MORB)/andesitas basálticas. Sin embargo, a pesar de las similitudes y con la excepción de una muestra, la unidad Panupali resalta como un subgrupo separado, el cual en relación con el complejo máfico Piedras, está empobrecido en MgO, Cr y Ni, pero enriquecido en Fe (total), K, Rb, Ba, Ce (pero no Nb), P, Zr, Ti (> 1.5 wt%) e Y.

La **unidad de serpentinita El Toro** (Feininger, 1978) está bien expuesta en un grupo de canteras localizadas inmediatamente al Este de la represa Tahuín (Figura 21), en la zona de El Toro. Forma un afloramiento con rumbo Este-Oeste, con aspecto de media luna, que separa tectónicamente la unidad (Panupali) exterior del núcleo interno (unidad Raspas) dentro del complejo ofiolítico El Oro.

Litológicamente la unidad El Toro consiste en harzburgitas variablemente serpentinizadas, masivas a esquistosas, de grano medio, las cuales están compuestas principalmente por olivino, ortopiroxeno, antigorita y menores cantidades de anfíbol. Cinco muestras indican contenidos de TiO_2 inferiores al límite de detección, lo que las ubica fuera del campo de ofiolitas de zona de supra-subducción del diagrama (Figura 17) de Pearce et al. (1984).

La **unidad Raspas**, la Formación Raspas de Feininger (1978), toma el nombre del Río Raspas, el cual posteriormente a la construcción de la represa Tahuín, es ahora accesible solamente desde La Chilca en el Este (Figura 21). Esta unidad esencialmente esquistosa contiene esquistos azules y eclogitas masivas. Tiene contactos tectónicos y forma el núcleo del complejo ofiolítico El Oro, tiene un rumbo Este-Oeste, longitud de casi 20km y un ancho máximo de casi 3km.

Una determinación K-Ar (fengita) de un esquisto pelítico recolectado del Río Raspas, entregó una edad de 132 ± 5 Ma (Feininger y Silberman, 1982). Esta datación es interpretada como la edad de enfriamiento debajo de la temperatura de bloqueo de la fengita, probablemente representa la edad de emplazamiento del complejo ofiolítico El Oro.

Los siguientes detalles litológicos y petrológicos de la unidad Raspas son resumidos de Feininger (1980) y Duque (1992). Esquistos pelíticos de grano grueso y menores cantidades de cuarcitas micáceas componen aproximadamente el 70% de la unidad. Mineralógicamente los esquistos contienen cuarzo, moscovita fengítica, paragonita y granate con menores cantidades de grafito, rutilo, pirita, cloritoide-Mg y cianita. Existen proporciones aproximadamente iguales de esquistos azules y eclogitas. Los esquistos azules son típicamente filitas de grano fino a medio con pequeños (menores a 2mm) porfiroblastos de granate y pueden contener más del 50% modal de glaucofana. Adicionalmente también están presentes cantidades variables de paragonita, fengita, moscovita, epidota, rutilo, cuarzo, apatito, pirita; los minerales secundarios incluyen clorita, esfena, albita y calcita.

Las eclogitas de la unidad Raspas han sido encontradas como bloques desprendidos. Tienen un color oscuro, granulación fina a media, y son variablemente foliadas; compuestas principalmente por onfacita, granate y barroisita, con menores cantidades de clinopiroxeno, rutilo, cuarzo, apatito y pirita. Capas métricas de gneises anfibólicos que además contienen barroisita (más del 50%), granate, zoisita, cianita, rutilo, pirita, ± onfacita, ± paragonita, ± cuarzo, ± apatito, ± moscovita, en algunos lugares están asociados con las eclogitas. Menores cantidades de esquistos-verdes (mineralógicamente idénticos a los de la unidad Panupali), pegmatitas con anfíbol, granatitas (rocas con un porcentaje mayor al 50% de granate) y bloques de jadeíta también están presentes dentro de la unidad Raspas.

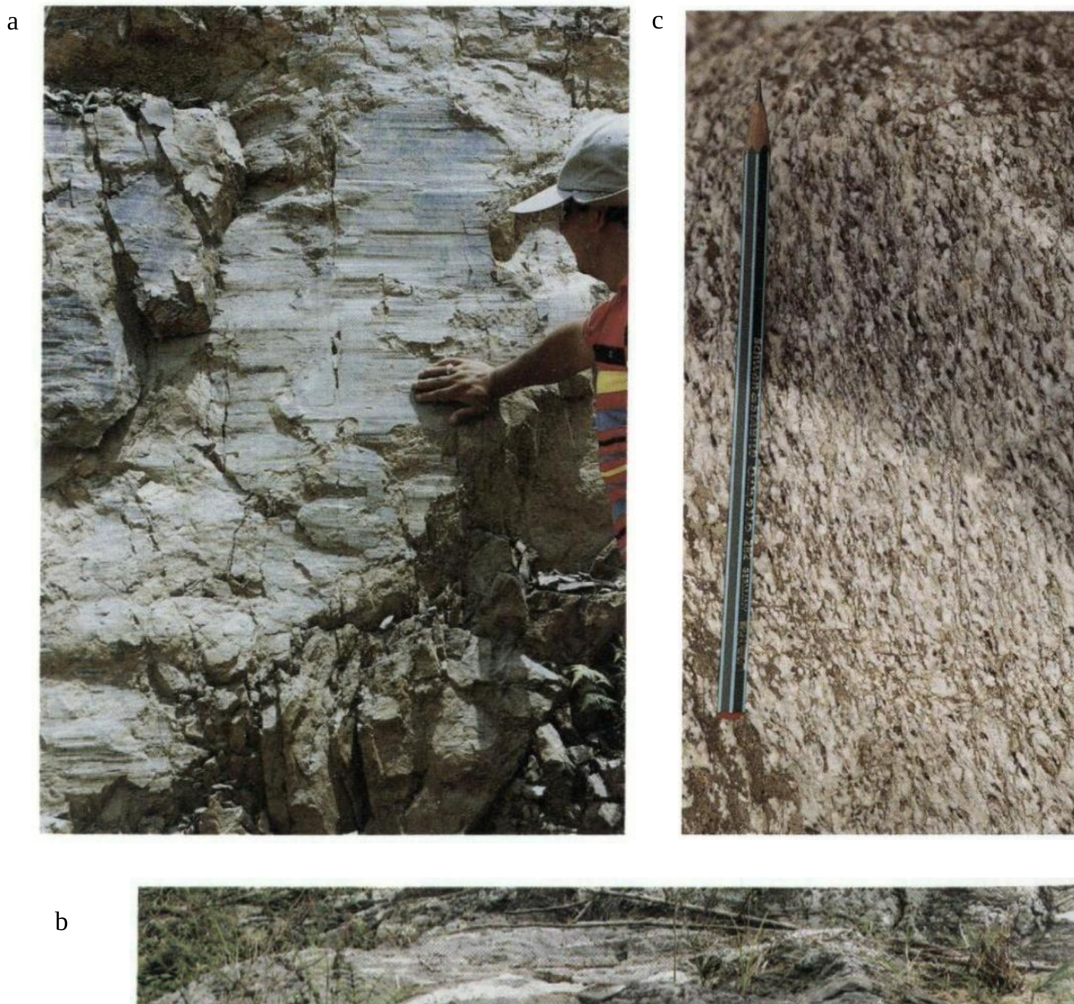
EVENTOS TECTONOMETAMÓRFICOS

En contraste con el rumbo regional NNE-SSW de los Andes ecuatorianos, la base estructural del complejo metamórfico El Oro tiene rumbo Este-Oeste y está dominado por la presencia de numerosas fallas anastomosadas, subparalelas, generalmente empinadas. A pesar de la aparente uniformidad de varios elementos estructurales, el complejo metamórfico El Oro abarca rocas de diferentes edades, orígenes e historias metamórficas. De ello se deduce que las estructuras preservadas también deben reflejar esta diversidad. Se requiere un trabajo más detallado antes de establecer un marco estructural/cinemático adecuado, sin embargo, existe suficiente información que, en general, permite distinguir entre las estructuras del Triásico Tardío (presentes al Sur de la zona de falla Naranjo, y relacionadas con el 'evento Moromoro'), de aquellas de edad incierta pero más joven (?Jurásico Tardío-Cretácico), las cuales se encuentran al Norte y están relacionadas con el 'evento Palenque'.

Evento Moromoro

En la no-metamorfizada a débilmente metamorfizada **unidad El Tigre** los buzamientos son variables, pero normalmente empinados a moderados y por lo general hacia el Norte. Existen numerosas fallas-paralelas a la estratificación por todas las rocas, y, donde son observadas, las asociadas lineaciones/estrías (*slickensides*) son horizontales o tienen suaves inmersiones hacia el Este u Oeste (Lámina 17a). Muchas de estas fallas están marcadas por irregulares, concordantes/discordantes vetas y lentes de cuarzo.

a c



b



Lámina 17. Deformación progresiva en El Oro.

(a) Superficie vertical mostrando las estrías horizontales en las rocas de la Unidad El Tigre, a lo largo de la vía desde El Tigre hacia Puyango (fotografía, J. A. A.).

(b) Superficie horizontal mostrando los esquistos miloníticos de La Victoria, con vetas de cuarzo dextralmente cizalladas, Quebrada Primavera, Río Piedras (fotografía: J. A. A.).

(c) Fábrica milonítica S-C dextral en el granito Moromoro (fotografía: J. A. A.)

En áreas de alta deformación, se pueden desarrollar zonas de clivaje-paralelo a la estratificación, pero generalmente están restringidas a estrechos, incompetentes horizontes de shale/lutita donde una cizalla dextral horizontal/subhorizontal, transpresiva puede establecerse en ciertos lugares. En otras partes, las estructuras tienden a ser de naturaleza más frágil, especialmente en los masivos horizontes cuarzosos, donde se han desarrollado elementos tensionales rellenos de cuarzo, algunos de los cuales son, verificablemente, dextrales. Estas estructuras son por lo general oblicuas al rumbo principal Este-Oeste de la unidad. En algunas áreas, por ejemplo, al Oeste de Marcabelí (**617-9581**), la unidad el Tigre está volcada, pero no se ha podido confirmar si toda la unidad ha sido invertida (cf. Feininger, 1978). Tales fenómenos estarían relacionados con estructuras locales de corrimiento/en flor que pueden desarrollarse en altos niveles en asociación con zonas regionales con desplazamiento de rumbo (Sylvester, 1988) (ver abajo).

Estructuralmente, la **unidad La Victoria** es similar a la unidad El Tigre, pero, como se evidencia en los ensamblajes de minerales metamórficos, ésta fue deformada a temperaturas más altas. Su contacto es una compleja zona tectónica, empinada con rumbo Este-Oeste, a través de la cual existe un incremento en el grado metamórfico y en la intensidad del cizallamiento dúctil, generalmente subhorizontal. Varias superficies-S dentro de la unidad La Victoria exhiben lineaciones minerales con inmersiones típicamente bajas (menores a 30°).

Dentro de la unidad La Victoria y en partes del complejo granitoide Moromoro, especialmente en el Sur, existen indicadores cinemáticos macro- y microscópicos como inclusiones aladas, vetas de cuarzo en boudinage, megacristales/porfiroblastos rotados, pliegues tipo-Z apretados a isoclinales y/o kink bands (generalmente con ejes de pliegue empinados a verticales), fábricas de milonita S-C, y peces de mica (*mica 'fish').* Todas estas estructuras entregan un consistente sentido de movimiento dextral (Lámina 17b). (Para una revisión de tales indicadores cinemáticos ver Hanmer y Passchier (1991)).

La mayor parte de la unidad La Victoria, y partes de la unidad El Tigre contienen milonitas S-C Tipo II (Lámina 17c) en el sentido de Lister y Snoke (1984). La alta densidad de fallas y su patrón anastomosado, la evidencia de lineaciones minerales e indicadores del sentido de la cizalla respaldan fuertemente la interpretación de que, durante el evento Moromoro, estas rocas fueron deformadas y metamorfizadas en una zona regional de transpresión dextral. El sentido dominante del movimiento fue aproximadamente horizontal y paralelo al fallamiento, i.e. de rumbo en el sentido de Sylvester (1988).

Los corrimientos de esquistos miloníticos, que son sumamente oblicuos al rumbo regional de la unidad La Victoria, han sido mapeados en el Oeste, al Norte de La Victoria, y se encuentran expuestos a lo largo de la vía principal a Arenillas. Estos corrimientos tienen un clivaje-paralelo a la estratificación con buzamiento variable hacia el Oeste, con lineaciones minerales cuyas inmersiones tienen dirección hacia el Oeste. Las vetas de cuarzo en boudinage y plegadas sigmoidalmente (Z) sugieren transporte tectónico de Oeste a Este. Estas estructuras corresponderían a dúplex contraccionales, como los que comúnmente se forman en las curvaturas confinantes/ compresivas (*restraining/compresional bends*) de zonas regionales de fallamiento de rumbo (Woodcock, 1986).

En el Sur, los plutones **Marcabelí** y **el Prado**, con rumbo-Este, son generalmente no-foliados. Sin embargo, la parte septentrional del plutón Marcabelí está cortada por una serie de zonas de cizalla dextral, generalmente empinadas. Dentro de la unidad La Victoria, particularmente en el Oeste, se encuentran varios lentes, limitados por fallas, fuertemente foliados, aislados, pertenecientes al complejo granitoide Moromoro.

El principal afloramiento del **complejo granitoide Moromoro** está variablemente deformado. En algunas áreas están preservadas foliaciones gruesas, pero claramente penetrativas; y/o discretas fábricas dúctiles de milonita S-C (dextral) (Lámina 17c). Sin embargo, en muchos lugares estos granitoides tienen una foliación gnéisica irregular o débilmente desarrollada, o una fábrica lineal, debido a la alineación de biotita/schlieren de biotita y/o material xenolítico aplanado y alargado. En otras partes, por ejemplo, en el área de La Florida en el Oeste, el plutón La Florida no está foliado y aparentemente tampoco deformado. En conjunto, estas observaciones sugieren que la actividad magmática asociada con el evento Moromoro tuvo una relativa larga duración, puesto que parece incluir a una variedad de plutones sin- a tardío- y posiblemente post-tectónicos.

Los buzamientos estructurales dentro de la elongada **anfibolita Piedras** son variables, pero generalmente empinados. Su contacto meridional con los granitos Moromoro fue posiblemente, en parte, intrusivo, pero ahora es fallado. Puesto que las anfibolitas a lo largo de este contacto no están brechadas, al parecer tampoco significativamente retrogradadas, es probable que la anfibolita se haya formado cerca de las condiciones máximas de metamorfismo durante el 'evento Moromoro'.

En contraste, el margen septentrional de la misma anfibolita a lo largo de la zona de falla Naranjo ha sido ampliamente retrogradado hacia los esquistos-verdes. En muchas áreas, e.g. a lo largo del Río Naranjo al Oeste de Zaracay, se ha generado una distintiva tectonita bandeada, la cual por lo general tiene una fuertemente desarrollada, empinada a vertical, lineación mineral de anfíbol (actinolita). Grupos conjugados tardíos, semidúctiles de kink bands (Z) indican hundimiento hacia el Norte. Estas tectonitas sugieren que el movimiento(s) a lo largo de este segmento de la zona de falla Naranjo fue probablemente de una dominante naturaleza dúctil de alta temperatura. Sin embargo, en el extremo Oeste, cerca de la frontera con Perú, se ha observado brechas tectónicas. Es evidente que esta zona de falla, la cual define el límite tectónico meridional de la unidad Palenque y el complejo ofiolítico El Oro, representa un importante quiebre estructural dentro del complejo metamórfico El Oro, y aunque el sentido y tiempo del mayor movimiento(s) es incierto, se considera que ocurrió después de aquellos que pertenecen al evento Moromoro del Triásico Tardío.

En conclusión, el evento Moromoro está representado por cizallamiento dextral, el cual se vuelve más dúctil en el Norte junto con un incremento en el grado metamórfico de alta temperatura tipo-Abukuma. Las rocas, del grado más alto, son migmatíticas y se mezclan con los granitos Moromoro, indicando un vínculo temporal entre el emplazamiento del granito y el metamorfismo de alto grado. Este vínculo es confirmado por las edades del Triásico Superior del granito y de los granates metamórficos (Figura 22). Por tanto, parece más probable que el granito Moromoro se haya generado en una zona de cizalla (Reavy, 1989; D'Lemos, 1992).

Evento Palenque

Al Norte de la falla Zanjón-Naranjo, las rocas de la unidad Palenque y de la ofiolita El Oro son consideradas de edad jurásica-cretácica inferior, con una sobreimpresión tectonometamórfica más joven, el evento Palenque. Sin embargo, dentro de los esquistos Palenque existen cuerpos de anfibolita y granito, cuya consolidación se interpreta que ocurrió en el evento Moromoro.

Dentro de la **unidad Palenque**, los sedimentos de la matriz, de grano fino, generalmente incompetentes, han sido plásticamente deformados y su estructura está dominada por la presencia de fallas con rumbo Este-Oeste, paralelas a la estratificación, empinadas a verticales, las que probablemente tienen una compleja historia de movimiento. La estratificación y el clivaje son paralelos y buzan empinadamente hacia el Norte o Sur. En lámina delgada, son comunes las texturas de milonita S-C (Lister y Snoke, 1984). En afloramiento, son raros los indicadores cinemáticos y lineaciones macroscópicos, pero donde son observados, sugieren una cizalla de movimiento dextral con lineaciones cuyas inmersiones son bastante suaves.

En el Sur y Este, existen milonitas cuarzosas y filonitas negras (± grafito), en lugares silicificadas, fuertemente deformadas, con buzamiento empinado, como un sándwich entre la zona de falla Naranjo y el complejo ofiolítico El Oro. Los buzamientos son más variables en el Oeste, pero generalmente apuntan hacia el Sur a lo largo de la falla que sigue la represa Tahuín.

Los contactos entre los sedimentos de la matriz de Palenque y los bloques más antiguos son empinados y tectónicos, y, en algunos casos puede demostrarse una cizalla dextral subhorizontal a lo largo de ellos. Algunos de estos bloques de granito o anfibolita preservarían, internamente, las antiguas, dúctiles estructuras Moromoro. Particularmente, en las unidades de anfibolita existen fracturas más jóvenes, irregulares, frágiles y zonas de cizalla con rumbo Este-Oeste, generalmente empinadas, semifrágiles. Tentativamente se interpreta que éstas se formaron durante o, a continuación de la incorporación de estas antiguas y competentes rocas dentro de los esquistos Palenque, o complejo mélange Palenque (Aspden, en imprenta). Dataciones K-Ar disponibles indican que un evento termal de sobreimpresión afectó a la unidad Arenillas en ca. 74 Ma; algunas de estas estructuras podrían relacionarse a este evento.

Pocas observaciones estructurales detalladas están disponibles para el **complejo ofiolítico El Oro**. Mora (1988) confirmó la ocurrencia común de texturas miloníticas en las unidades Panupali y Raspas. En el Oeste, se ha mapeado dentro de la unidad Panupali a una serie de fallas de corrimiento imbricadas con buzamiento hacia el SW, éstas tienen lineaciones minerales con inmersión hacia el Sur. A pesar de las generalmente empinadas estructuras internas y de contacto asociadas con el complejo, el emplazamiento de estas rocas desde su profundidad original de formación a presiones de ca. 9kb (Duque, 1992) a su nivel estructural actual, debió involucrar varios kilómetros de deslizamiento (*dip-slip*) (vertical). (Para los modelos de emplazamiento de esquistos azules ver Platt (1987)).

Límites estructurales del complejo metamórfico El Oro

El límite septentrional del principal afloramiento del complejo metamórfico El Oro coincide con la falla Jubones, anteriormente se consideró que ésta separaba la antigua corteza metamórfica al Sur, de la joven corteza oceánica al Norte (Baldock, 1982). Sin embargo, puesto que al Norte de la falla Jubones se ha reportado inliers de rocas metamórficas similares a aquellas encontradas dentro del complejo metamórfico El Oro (Aspden et al., 1988), es improbable que esta estructura sea de significancia regional. No obstante, la falla es de importancia local y probablemente tiene una historia compleja, la cual debió incluir un componente normal de movimiento con un importante hundimiento hacia el Norte. El hecho de que la falla Jubones sea paralela a otras fallas con rumbo Este-Oeste dentro del complejo El Oro indicaría un origen común, pero la presencia de filitas negras fuertemente contorsionadas con numerosas vetas de cuarzo y áreas de silicificación en toda su longitud, podría relacionarla con movimientos más jóvenes. Los buzamientos estructurales son variables, pero generalmente empinados a verticales, además, se ha observado lineaciones minerales con inmersiones suaves con dirección Este-Oeste y, empinadas con dirección Norte.

En el Este, cerca de Uzhcurrumi, la falla Jubones está cortada por granodioritas cenozoicas no-deformadas, además, rocas similares intruyen al complejo metamórfico El Oro a lo largo de la mayor parte de su margen oriental. Las litologías del basamento a lo largo de la zona de falla Portovelo han sido cataclásticamente deformadas y brechadas por fallas normales más jóvenes (reactivadas) con hundimiento hacia el Norte, e.g. al Sur de Piñas.

En el Sureste, el límite del complejo metamórfico El Oro está definido por una serie de fallas 'cola de caballo' con rumbo NNE-SSW de la zona de falla Guayabal. Sin duda, esta zona es compleja y probablemente ha sido afectada por varios periodos de movimiento, los cuales involucraron no sólo a las litologías del basamento metamórfico, sino también a aquellas de la secuencia de la cuenca cretácica Alamor y a formaciones e intrusiones terciarias más jóvenes (Kennerley y Almeida, 1975). Regionalmente, la principal falla Guayabal define el margen occidental del 'graben' neógeno Catamayo (comunicación oral, E. Salazar), una estructura con rumbo Norte-Sur que separa el principal afloramiento del complejo metamórfico El Oro de litologías metamórficas similares de la Cordillera Real al Este (Aspden y Litherland, 1992; Kennerley y Almeida, 1975). Las rocas metamórficas que han sido afectadas por esta zona de falla han sido cataclásticamente deformadas, y las litologías ricas en cuarzo, más competentes están por lo general fuertemente fracturadas y/o brechadas. Se piensa que el sentido general de movimiento a lo largo de esta zona es dextral, pero también incluye un componente de corrimiento hacia el ?Este.

En el Sur, el complejo metamórfico El Oro está suprayacido en inconformidad por los sedimentos cretácicos de la cuenca Alamor. El desarrollo de la cuenca probablemente estuvo controlado por fallas extensionales, los movimientos a lo largo de éstas han generado el brechamiento no sólo del basamento metamórfico, sino también, en parte, de los sedimentos más jóvenes de la cuenca.

OTRAS OCURRENCIAS METAMÓRFICAS

Existen numerosas ocurrencias metamórficas al Este y Norte del principal afloramiento del complejo El Oro (Figura 6 y 9), muchas de las cuales fueron investigadas por el Proyecto.

Hacia el Este, el inlier Manú abarca pegmatitas y metagranitos foliados con moscovita, biotita, de tipo-Tres Lagunas/ Moromoro. Bloques rodados en el Río Manú, cerca de la confluencia del Jubones, exhiben a estos granitos y a esquistos semipelíticos. Esquistos similares pueden ser vistos como bloques en el Río Las Palmas y en el Río Luis, estos drenan en inliers metamórficos no mapeados al Este y Noreste de Portovelo.

Al Norte del Río Jubones, existe una cadena de inliers metamórficos pobremente definidos, desde el prospecto Mirador en el Sur (comunicación oral, D. Coochey) hasta Chaucha en el Norte (INEMIN-Misión Belga, 1986), estos abarcan esquistos semipelíticos, anfibolitas, granitos gnéisicos y pegmatitas; bloques derivados de estos inliers pueden ser vistos en los ríos que drenan hacia el Oeste en la base de la Cordillera Occidental.

Más al Norte, en la Delicia, en la carretera Cañar-La Trocal, existe un afloramiento de esquistos tipo-Palenque (Egüez et al., 1988), además, se encontró bloques de metagranito cizallado en el cercano Río Cañar. Bloques de metagranito con cuarzo azul están presentes en la Quebrada Palamá en la vía Huigra-El Triunfo (Egüez et al., 1988).

En los flancos occidentales del valle Interandino cerca de Latacunga hay afloramientos de metagranito y anfibolita en contacto tectónico con las unidades de la ofiolita Pujilí (Figura 6), mientras que mucho más al Norte, se ha registrado xenolitos de rocas metamórficas en las lavas del volcán Pichincha (Bruet, 1987).

OCHO
Correlación e interpretación

HISTORIA DEL PALEOZOICO Y TRIÁSICO

Correlación

CORRELACIÓN DENTRO DEL ECUADOR (Figura 6). En los cinturones metamórficos del Ecuador, las rocas paleozoicas de bajo-grado de Chigüinda y El Tigre, y sus equivalentes de grado más alto de Agoyán y La Victoria, están paleontológicamente limitadas a los periodos Devónico-Carbonífero, posiblemente se extienden al Pérmico. Éstas son rocas metasedimentarias de carácter semipelítico, típico de las cuencas ensiálicas, pero se vuelven turbidíticas en la unidad El Tigre de El Oro.

Estas rocas paleozoicas fueron intruidas por anfibolitas basálticas y por los granitos tipo-S Moromoro en El Oro y Tres Lagunas en la Cordillera Real. Estas anfibolitas y granitos entregan edades U-Pb de ca. 228 Ma. Dado que los minerales metamórficos de las rocas de cobertura de los granitos Moromoro también entregan edades del Triásico Superior, tanto por el método K-Ar como el Sm-Nd, puede interpretarse que los granitos son contemporáneos con la anatexia y el metamorfismo de alto-grado de facies tipo-Abukuma, lo que se denomina como evento Moromoro. En la Cordillera Real, se ha propuesto un evento similar denominado evento Tres Lagunas, el cual generó los granitos Tres Lagunas y las migmatitas de Sabanilla.

Por tanto, parece indudable que los cinturones metamórficos de El Oro y Cordillera Real del Ecuador tengan historias paleozoicas y triásicas similares, las cuales culminaron en la generación de los granitos Moromoro y Tres Lagunas.

Al Este de la Cordillera Real, la correlación se torna más difícil debido a la escasez de datos. La unidad volcanosedimentaria Isimanchi seguramente es de edad paleozoica y fue deformada por el evento triásico Tres Lagunas. Más al Este, a lo largo del rumbo, las Formaciones Pumbuiza y Macuma son unidades sedimentarias paleozoicas poco-deformadas. Entre estas áreas aflorantes, la cuenca volcanosedimentaria Piuntza del Triásico Superior suprayace en inconformidad a las rocas metasedimentarias atribuidas a la unidad Isimanchi. Cual sea la interpretación de la edad de estas rocas subyacentes, permanece ahí un problema de correlación entre las rocas adyacentes del Triásico Superior, de alto-grado en Sabanilla y no-metamorfizadas en Piuntza.

CORRELACIÓN EN PERÚ. Las rocas paleozoicas fosilíferas del Cerro Amotape en el Norte de Perú (Mourier, 1988) pueden ser rastreadas en la unidad El Tigre del cinturón El Oro. Las rocas metamórficas del arco de Olmos (Cobbing et al., 1981) son contiguas con aquellas de la Cordillera Real, pero las edades y relaciones de campo son pobremente entendidas (Mourier, 1988). Sin embargo, estas rocas parecen carecer de las secuencias del Paleozoico Inferior encontradas en la parte Sur y Central de Perú, junto con evidencia de la temprana Orogenia Hercínica (Devónica) (Laubacher y Megard, 1985). En el Permo-Triásico, la Cordillera oriental de Perú formaba el sitio de una zona de rift ensiálica caracterizada por la acumulación de molasa de capas-rojas y, lavas alcalinas y peralcalinas del Grupo Mitu (Kontak et al., 1985). Éstas fueron intruidas por granitos derivados corticalmente similares en edad y tipo a aquellos de Tres Lagunas y Moromoro. Sin embargo, los granitos de Perú no están deformados y no están relacionados a una orogenia con zonas de cizalla. En muchas otras partes de Sudamérica, tales rocas sedimentarias del Triásico son interpretadas como cuencas relacionadas a rift (Suárez y Bell, 1992).

CORRELACIÓN EN COLOMBIA. Cerca de la frontera con Colombia, la Cordillera Real del Ecuador se bifurca para formar la Cordillera Central y la Cordillera Oriental de Colombia. En la Cordillera Oriental, el basamento precámbrico está suprayacido por sedimentos semipelíticos metamorfizados del Paleozoico Inferior, estos últimos son suprayacidos en inconformidad por sedimentos epicontinentales no-metamorfizados del Devónico y Carbonífero (Restrepo y Toussaint, 1988; Grosser y Prossl, 1991). Este bloque cortical, que ha sido interpretado como un fragmento del Cinturón Apalache Caledoniano de Norteamérica (Forero Suárez, 1990), ha permanecido como cratónico desde el Devónico y, en términos de historia post-silúrica corresponde al cratón Amazónico del Ecuador. Sin embargo, en el Mapa Geológico Nacional de Colombia (1976), se indica rocas precámbricas de la Cordillera Oriental cruzando la frontera hacia Ecuador; de acuerdo con los presentes estudios, ahí se encuentran las rocas jurásicas del terreno Salado.

La Cordillera Central de Colombia está compuesta por esquistos semipelíticos y anfibolitas probablemente del Paleozoico Superior (McCourt et al., 1984) asociados con plutones foliados probablemente del Triásico (Aspden et al., 1987). Son similares a las litologías del terreno Loja del Ecuador y deben representar su extensión septentrional en Colombia.

EN CONCLUSIÓN, existen dominios tectónicos reconocibles de rocas paleozoicas-triásicas en los Andes del Norte. Particularmente, dentro de los cinturones metamórficos del Ecuador, en el Norte de Perú y en la Cordillera Central de Colombia, las rocas sedimentarias del Paleozoico Superior están afectadas por una orogenia triásica (Hall y Calle, 1982) acompañada por la generación de granitos tipo-S. En el Ecuador estas rocas corresponden a los terrenos de Loja, Amotape y Chaucha, mostrados en la Figura 5.

Interpretación

Se ha demostrado geocronologicamente que la generación de los granitos Moromoro fue contemporánea con el metamorfismo de alta-temperatura/baja presión, tipo-Abukuma, el cual afectó a las rocas paleozoicas del cinturón El Oro. Moviéndose hacia el Norte a través de este cinturón, las rocas metasedimentarias de bajo-grado con granitos no-foliados y zonas de cizalla con estrías, pasan a rocas metasedimentarias migmatíticas de alto-grado asociadas con granitos foliados y con fábricas de milonita S-C dextrales. Esto demuestra que los granitos fueron emplazados sintectonicamente a lo largo de la zona mayor de cizalla, lo que formó un cinturón de alta-deformación/alto-grado, de 10-15km de ancho.

Estos cinturones lineales de cizallamiento, alto-grado metamórfico y granitos tipo-S han sido registrados en el arco Ibero-Armoricano (Reavy, 1989; D'Lemos et al., 1992), además, se han propuesto modelos que involucran calentamiento por fricción, lo que resulta en anatexia y la generación de granitos desde dentro de la corteza (e.g. Nicolas et al., 1977).

La interpretación del cinturón El Oro puede ser aplicada a las rocas del terreno Loja de la Cordillera Real, el cual contiene a los granitos tipo-S Tres Lagunas dentro de rocas metasedimentarias de grado bajo (unidad Chigüinda), de grado medio (unidad Agoyán) y de grado alto (migmatitas Sabanilla) acompañadas por texturas miloníticas.

Existen dificultades en la reconstrucción de la historia paleozoica-triásica, principalmente porque los terrenos Amotape y Chaucha (Figura 5) son alóctonos, separados de Sudamérica continental por el arco de islas oceánicas jurásico Alao, y emplazados durante el Cretácico Temprano.

La naturaleza '*supuesta*' del terreno Loja también presenta problemas en cualquier reconstrucción. Esto yace en los contrastes tectonometamórficos con las Formaciones Macuma y Pumbuiza, y con la unidad Piuntza, la cual no está deformada pero su edad es similar a la de los granitos Tres Lagunas. Si una zona de sutura triásica existe a lo largo del cinturón Subandino, entonces debería estar marcada por la ofiolita de Zumba, la cual probablemente es de edad pre-jurásica. Autores en Colombia (Restrepo y Toussaint, 1988; Restrepo-Pace, 1992) han propuesto tal zona de sutura Subandina a través del Ecuador.

La reconstrucción de la Figura 25a, de acuerdo con Aspden et al. (1992b), indica la cizalla y anatexia triásicas a lo largo de la cuenca de rift ensiálica para formar el **cinturón metamórfico triásico de los Andes del Norte**, cuyos fragmentos son componentes de los actuales terrenos Loja, Amotape y Chaucha y de la Cordillera Central de Colombia. Las anfibolitas de Piedras y Monte Olivo podrían ser diques de basalto originalmente derivados del manto, relacionados con este evento de rift.

Las cuencas paleozoicas de los Andes Centrales representarían el brazo fallido del rift temprano del Pacífico, el cual eventualmente separó Sudamérica de Laurentia (Norteamérica) (Dalziel, 1993) (Figura 3). Sin embargo, en Perú la cuenca paleozoica fue deformada y metamorfizada en el Carbonífero (Laubacher y Megard, 1985), mientras que en Ecuador el evento equivalente ocurrió en el Triásico.

De acuerdo con las reconstrucciones de la región del Caribe (Ross y Scotese, 1988), la Pangea permo-triásica unía el margen occidental del Norte de México con el margen occidental del Norte del Perú. Por tanto, el cinturón metamórfico del Triásico Superior relacionado con zona de cizalla (Figura 25a) de los Andes del Norte podría marcar el rift inicial que condujo a la separación de Gondwana y Norteamérica, y la formación del Océano Tethys (Jaillard et al., 1990; Aspden et al., 1992). El cinturón de granitos contemporáneos no-orogénicos en Perú pertenecería al brazo fallido de este evento. Edades más antiguas, del Triásico, encontradas en el batolito Zamora podrían representar actividad magmática dentro del fragmento de rift, mientras que la cuenca triásica Piuntza podría corresponder a un semi-graben que bordeaba al rift principal.

Sin embargo, se debe señalar que el cinturón metamórfico triásico de los Andes del Norte es una zona de cizalla dextral que sólo representaría una continuación del desplazamiento dextral de Norteamérica *vis-à-vis* Sudamérica, lo que abrió el Océano Pacífico en el Paleozoico (Dalziel, 1993) (Figura 3) y el Océano Tethys en el Mesozoico (Jaillard et al., 1990). Poco se conoce acerca del movimiento de placas más pequeñas y fragmentos de cuencas paleozoicas dentro de esta estructura.

HISTORIA DEL JURÁSICO-CRETÁCICO INFERIOR

Correlación

Rocas metamórficas del Jurásico-Cretácico Inferior, reconocidas en Ecuador, componen los terrenos Alao y Salado y ciertos elementos del cinturón metamórfico El Oro. Las rocas de Alao y Salado se acuñan en el Sur de la Cordillera Real dentro del Ecuador. Hacia el Norte, los equivalentes de las rocas oceánicas de Alao estarían representados en Colombia por el terreno Amaime (Aspden y McCourt, 1986), pero el terreno Salado, como se indicó anteriormente, se muestra pasando a rocas precámbricas en el Mapa Geológico Nacional de Colombia (1976), claramente este sector debe ser reinvestigado.

El evento Peltetec, el principal evento tectonometamórfico que afectó a las rocas del Jurásico-Cretácico Inferior de la cordillera, está correlacionado con el evento Palenque en El Oro. Esto se considera como la impresión común de la principal fase de colisión y acreción.

La correlación de las rocas del Jurásico-Cretácico Inferior en la zona cratónica oriental o zona autóctona desde Colombia a través de Ecuador hasta Perú, está representada en la Figura 2 de Jaillard et al. (1990) y la actividad plutónica relacionada es discutida por Aspden et al. (1987). La existencia (ver también Hall y Calle, 1982) de un arco continental volcano-plutónico del Jurásico que incluía a los batolitos Zamora y Abitagua del Ecuador, ha sido confirmada por los estudios geocronológicos del Proyecto.

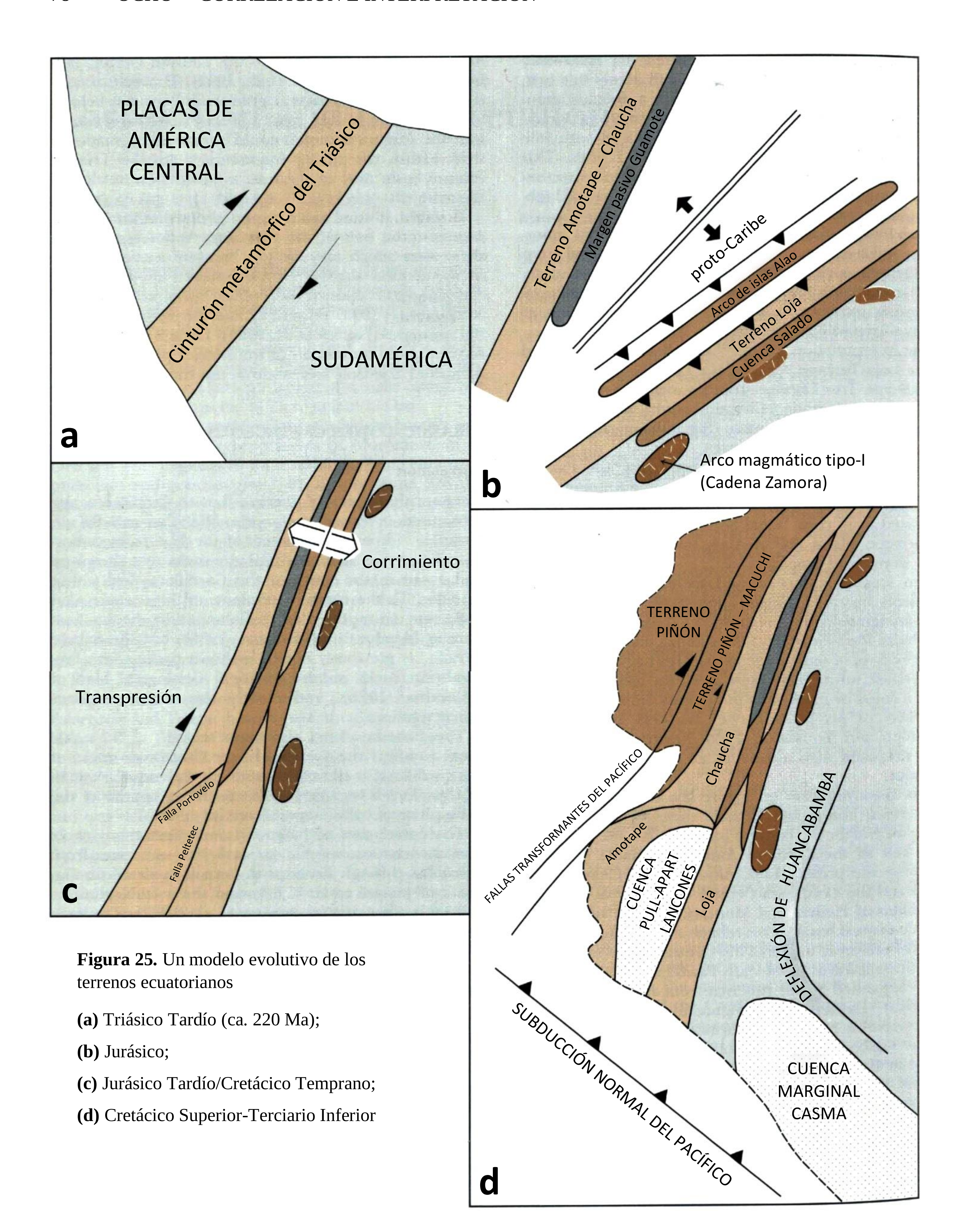


Figura 25. Un modelo evolutivo de los terrenos ecuatorianos

(a) Triásico Tardío (ca. 220 Ma);

(b) Jurásico;

(c) Jurásico Tardío/Cretácico Temprano;

(d) Cretácico Superior-Terciario Inferior

Interpretación

Durante el Jurásico-Cretácico Inferior el océano proto-Caribe o Tethys se abrió con la subducción a lo largo del margen sudamericano, migrando hacia el Sur durante el Jurásico y destruyendo la plataforma marina representada en Ecuador por la Formación Santiago del Jurásico Inferior (Jaillard et al., 1990). En Ecuador, esta fase de subducción produjo los batolitos tipo-I de Rosa Florida, Abitagua y Zamora y sus productos volcánicos relacionados de la unidad Misahuallí (Figura 25b).

Si bien la cadena Abitagua-Zamora era ya conocida, y considerada como del Jurásico (Hall y Calle, 1982), los estudios del Proyecto han establecido la presencia de una cadena plutónica paralela al Oeste, la de Azafrán-Chingual. Estos plutones son aparentemente similares en edad y composición a los de Abitagua-Zamora, sin embargo, son gnéisicos y están asociados con rocas volcánicas y sedimentarias metamorfizadas de las unidades Upano, Cuyuja y Cerro Hermoso. Juntos forman el **terreno Salado**, considerado de edad jurásica; la unidad Upano podría ser una facies equivalente de los volcánicos Misahuallí.

La naturaleza del terreno Salado es incierta. El aspecto calco-alcalino de las meta-andesitas analizadas y la cercana relación espacial con las cadenas Azafrán y Abitagua sugieren que las rocas volcanosedimentarias fueron formadas en una ambiente tipo-cuenca marginal sobre corteza continental, como se representa en la Figura 26a. La presencia de cuarzo azul clástico en las metagreywackes sugiere la erosión y deposición de granitos Tres Lagunas-Moromoro, los cuales posiblemente se ubicaron al Oeste de la propuesta cuenca.

El **terreno volcanosedimentario Alao** contiene fósiles similares en edad al granito Abitagua (ca. 160 Ma), por tanto, introduce un segundo arco magmático que debe ser considerado en cualquier modelo tectónico. Geoquímicamente, las rocas-verdes de Alao-Paute corresponden a basaltos de arco de islas oceánicas, lo que las distingue de aquellas de Upano. Además, existe una polaridad hacia el Este en los cuatro cinturones rocosos mayores del terreno Alao, estos son: el complejo de subducción (mélange Peltetec), antearco (unidad Maguazo), arco de islas (unidad Alao-Paute) y trasarco (unidad El Pan). Estos pueden ser interpretados como relictos atenuados de una secuencia de arco de islas formada en una zona de subducción con buzamiento hacia el Este (Figuras 25 y 26). No se encontró cuarzo azul clástico en las turbiditas Maguazo, pero el análisis de microfósiles ha identificado la presencia de acritarcos ordovícicos retrabajados, los cuales, presumiblemente, fueron derivados de una fuente continental más antigua.

El **terreno Guamote** comprende sedimentos clásticos epicontinentales con amonites del Jurásico Inferior. De confirmarse la edad de fósiles presumiblemente del Cretácico Inferior, estos pertenecerían a los sedimentos de cuencas locales pull-apart, sincolisionales. Los sedimentos de Guamote contienen cuarzo azul clástico, probablemente derivado de los granitos Tres Lagunas, y de volcanoclásticos ácidos no-deformados. Los sedimentos están corridos hacia el Oeste sobre la placa Chaucha y pueden ser interpretados como su secuencia de margen pasivo (Figura 25 y 26).

A varias unidades del **cinturón metamórfico El Oro** se les atribuye una edad jurásica-cretácica inferior. Los esquistos-verdes, esquistos azules, esquistos pelíticos y eclogitas del complejo ofiolítico El Oro representan productos prógrados del metamorfismo de alta presión/baja temperatura y probablemente se formaron en una zona de subducción activa cuyo gradiente paleogeotermal fue calculado en alrededor de 13.8 °C/km (Duque, 1992). Más al Norte, los esquistos Palenque son interpretados como la matriz de un amplio cinturón regional de mélange, o como un complejo acrecional, conteniendo fragmentos derivados del cinturón metamórfico triásico. Es posible que gran parte del ‘terreno’ Chaucha (Figura 5), el cual está mayormente enterrado por depósitos más jóvenes al Norte de El Oro, esté compuesto por tales rocas de mélange, en lugar de un bloque coherente del cinturón metamórfico triásico.

La **acreción Peltetec-Palenque** fue el principal evento tectonometamórfico que afectó a las rocas del Jurásico-Cretácico Inferior. Es interpretada como la representación de la mayor acreción/colisión que formó el mosaico de terrenos del Ecuador, antes de la adición del terreno Piñón.

Todas las fallas importantes a lo largo de los cinturones metamórficos pertenecen a este evento. Se interpreta que algunas separan terrenos tectonoestratigráficos y, por tanto, pueden ser consideradas como ‘suturas’. Por ejemplo, las fallas Peltetec y Portovelo contienen lentes de rocas ofiolíticas interpretadas como representantes de relictos de lozas (*slabs*) oceánicas que existieron entre terrenos. No se observaron ofiolitas a lo largo de la falla milonítica Baños. Existe evidencia de movimiento dextral a lo largo de muchas de estas fallas, se debe tener en cuenta a este componente de rumbo (*strike-slip*) al estudiar la Figura 26.

La Figura 26b muestra una sección estructural a través del Norte de la Cordillera Real, interpretada como la colisión/acreción de terrenos durante el evento Peltetec. Movimientos extensionales a lo largo de fallas jurásicas formaron la cuenca Salado, pero estas se invirtieron durante la colisión. Las napas de Cuyuja exhiben una mezcla tectónica de rocas de diferentes terrenos junto con mantos de serpentinita y skarn que generalmente se encuentran muy próximos en este cúmulo tectónico. El dominante corrimiento con dirección hacia el Este a lo largo de la cordillera podría argumentar la existencia de una zona de subducción con buzamiento hacia el Oeste en el momento de la principal colisión, aunque el patrón tectónico se complique por los vectores transpresionales. Fragmentos del granito Tres Lagunas encontrados dentro de la mélange ofiolítica Peltetec pueden ser interpretados como raspados de la placa Chaucha. La erosión ha removido la mayor parte del espesor cortical representado por las napas, un proceso de destechamiento el cual debe haber comenzado en el Cretácico Inferior, los productos de este proceso estarían representados por el tope cretácico inferior de la unidad Chapiza en el Oriente (Bristow y Hoffstetter, 1977).

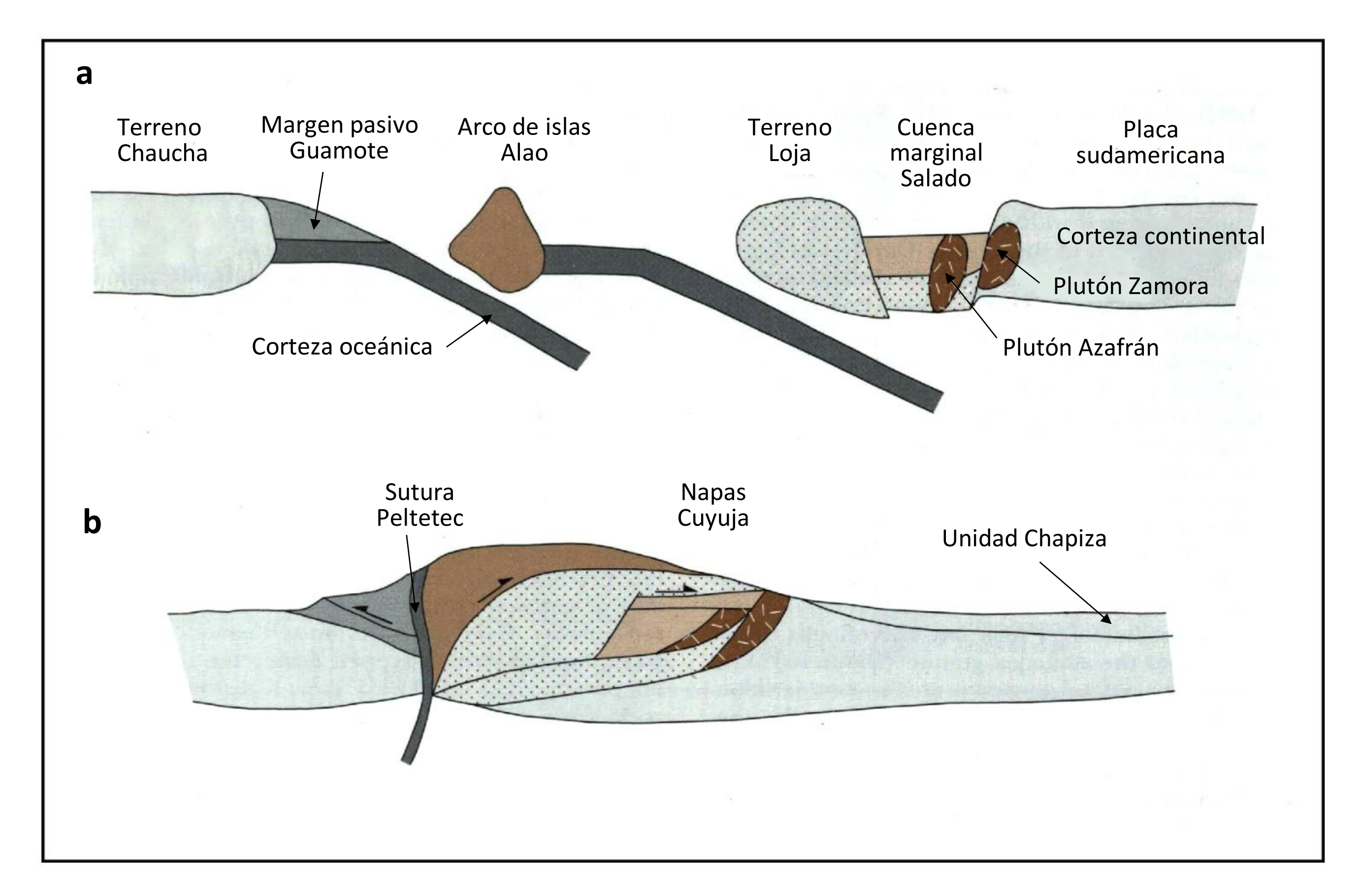


Figura 26. Modelo evolutivo bidimensional del Norte de la Cordillera Real, se omite cualquier movimiento de rumbo (strike-slip). **(a)** ca. 160 Ma; **(b)** ca. 135 Ma: el evento Peltetec.

La Figura 25c muestra un modelo transpresional de emplazamiento de terrenos para el evento Peltetec-Palenque. Representa uno de los tantos escenarios. Por ejemplo, Aspden (en imprenta) indica un complejo de mélange para el terreno Chaucha. Es interesante notar que Jaillard y Jacay (1989) anticiparon estas conclusiones en su interpretación de la cuenca turbidítica Chicama del Titoniense (aproximadamente 145 Ma) del Norte de Perú como el relleno de una cuenca pull-apart generada dextralmente relacionada con el emplazamiento del terreno Amotape.

HISTORIA DEL CRETÁCICO TARDÍO Y CENOZOICO

En términos de la tectónica del Ecuador, el evento más significativo posterior al Peltetec-Palenque fue el emplazamiento del terreno oceánico Piñón. Este bloque cortical del Cretácico forma el basamento tanto de la Cordillera Occidental, donde es suprayacido por el arco de islas Macuchi del Paleoceno-Eoceno, como de la zona costera, donde es suprayacido por cuencas de antearco cenozoicas (Daly, 1989). Su contacto con la placa Chaucha a lo largo de la falla Pujilí (Figura 5), está marcado por lentes de rocas ofiolíticas (Litherland y Aspden, 1992).

El emplazamiento transpresional de este bloque durante el Cretácico tardío (Figura 25d) podría explicar las edades reseteadas de 50-90 Ma en el cinturón metamórfico de la Cordillera Real, pero, existen rocas plutónicas en la misma cordillera que sugerirían un proceso de subducción normal durante este periodo. También están disponibles otros modelos de emplazamiento del terreno Piñón (e.g. Van Thournout et al., 1992).

La Figura 25d indica el origen de la deflexión de Huancabamba como el cambio del rumbo de la subducción normal del Pacífico (dirección NW-SE) del Perú, a las fallas transformantes del Pacífico con rumbo NNE-SSW que fueron responsables de la acreción del terreno Piñón. También indica que en aquel momento sucedió la rotación en sentido horario del bloque Amotape.

Desde el Oligoceno, el mosaico de terrenos que conforma el Ecuador ha sido corrido sobre la placa subductante Nazca, produciendo el levantamiento y acortamiento, que en mayor parte ha sido acomodado por el corrimiento de la Cordillera Real sobre el cratón Amazónico a lo largo del cinturón de corrimiento subandino. Por tanto, el frente 'cratónico' Subandino permanece tan fundamental como en las orogenias del Triásico Superior y Cretácico Inferior, es el contrafuerte de cualquier sistema de esfuerzos.

La mayor parte de antiguas fallas 'colisionales', incluso la falla Portovelo con rumbo-Este, han sido reactivadas cada cierto tiempo durante la historia cenozoica del Ecuador. Se piensa (Litherland y Aspden, 1992) que episodios extensionales a lo largo de dichas estructuras podrían haber actuado como conductos para los magmas cordilleranos tipo-I resultantes de la subducción de la placa de Nazca. Esto sería importante en la búsqueda de sistemas de pórfidos mineralizados.

NUEVE

Geología económica

INVESTIGACIÓN DE MINERALES DEL PROYECTO

La investigación de minerales inicialmente se basó en las observaciones de las travesías de campo y los análisis de laboratorio de las muestras recolectadas. Posteriormente se llevaron a cabo los estudios de seguimiento económico en la Cordillera Real, primero por Clarke y Viteri, y luego por Jemielita y Bolaños. Esto resultó en la progresiva expansión del inventario mineral junto con el incremento en la comprensión de la historia metalogenética.

Aproximadamente 600 muestras mineralizadas han sido analizadas, algunas en los laboratorios de INEMIN/CODIGEM, pero la mayoría en laboratorios comerciales en el extranjero. Además, 320 muestras de sedimentos fluviales, tamizadas en húmedo con una malla 175 (arcilla y limo), fueron recolectadas de la Cordillera Real durante las travesías, y analizadas para elementos traza en el laboratorio del INEMIN. Duplicados de la mitad de éstas fueron posteriormente analizados en laboratorios comerciales en el extranjero para una mayor cantidad de elementos. 172 muestras de sedimentos fluviales, tamizadas en húmedo con una malla 175, fueron recolectadas de la zona de El Oro y analizadas en laboratorios comerciales en el extranjero.

Las 311 muestras de minerales pesados recolectadas en la Cordillera Real durante las travesías fueron analizadas ópticamente por Bermúdez. 230 muestras fueron analizadas por XRF por la Sra. Arauz en el laboratorio de la Escuela Politécnica-Quito.

Los resultados analíticos obtenidos de estas muestras se encuentran en el correspondiente reporte de libre-acceso, referido en esta sección por su respectivo número (p.107). Estos reportes están acompañados de mapas de las travesías, generalmente a escala 1:50000, los cuales muestran la ubicación de los sitios de muestreo, los prospectos y los resultados completos de los análisis. En esta sección las ubicaciones están en coordenadas UTM o convencionales dependiendo de la disponibilidad.

En el mapa acompañante de ocurrencias metálicas, las minas y principales prospectos tienen su nombre y se ha colocado los valores más altos obtenidos de los análisis de sedimentos fluviales y minerales pesados. También se podrá apreciar en estos mapas que la investigación de minerales del Proyecto siguió las principales rutas de acceso, dejando varias cuencas hidrográficas sin muestrear.

METALES PRECIOSOS

Históricamente se ha extraído oro y plata de la Cordillera Real y El Oro, y existe un buen potencial para futuros descubrimientos.

Oro (primario)

En Ecuador, entre 1988 y 1992 se reportó la producción de 13 toneladas de oro por año, alrededor del 90 por ciento se lo obtuvo de fuentes primarias (roca dura). De estas 13 toneladas, alrededor de 7 se obtuvieron de las minas en el batolito Zamora y 3 de Portovelo (Figura 27). Ambas zonas mineras se muestran en el mapa acompañante, aunque ninguna se encuentra en los principales cinturones de rocas metamórficas estudiados.

Desde hace mucho tiempo la Cordillera Real ha sido reconocida como la mayor fuente de oro aluvial (p.86), pero poco se conocía acerca de las fuentes de oro primario o de la metalogénesis. Por tanto, uno de los principales objetivos del Proyecto fue identificar la mineralización de oro primario en la cordillera; y esta sección trata con tales ocurrencias y su clasificación genética.

MINERALIZACIÓN DE ORO EN SULFUROS MASIVOS VOLCANOGÉNICOS

Mina Pilas (**78°27'30''W, 1°44'35''S**), localizada en los altos páramos al Sur del volcán El Altar. Contiene una banda de pirita estratificada, granular, masiva (Lámina 18b) intercalada con horizontes de esquisto con sericita y cuarzo granular dentro de esquistos-verdes metavolcánicos y esquistos sericíticos de la unidad Alao-Paute (6). La capa de pirita tiene al menos 7m de espesor y alrededor de 200m de longitud, toma la forma de un pliegue que se cierra hacia el Sur, con un empinado eje axial buzando hacia el Oeste, con esquistos cloríticos verdes en el núcleo y esquistos sericíticos blancos en la cobertura. Valores de hasta 479ppb Au fueron obtenidos de muestras de pirita. La Mina Pilas es un ejemplo de depósito de sulfuros masivos volcanogénicos y presenta una alentadora indicación del potencial de mineralización Au-polimetálico en la cercanía y en cualquier parte dentro del terreno Alao, e.g. Cerro Soroche al Sur de Osogochi donde se reportó una fuerte mineralización de sulfuros.

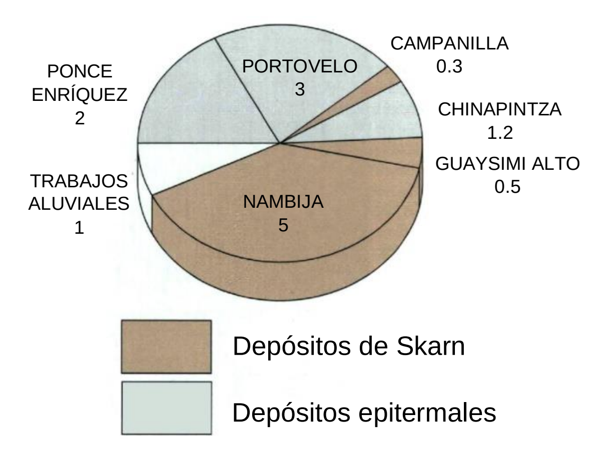


Figura 27. Cifras de producción aproximada de oro en toneladas para el Ecuador en 1990, datos de INEMIN-CODIGEM.

a



b

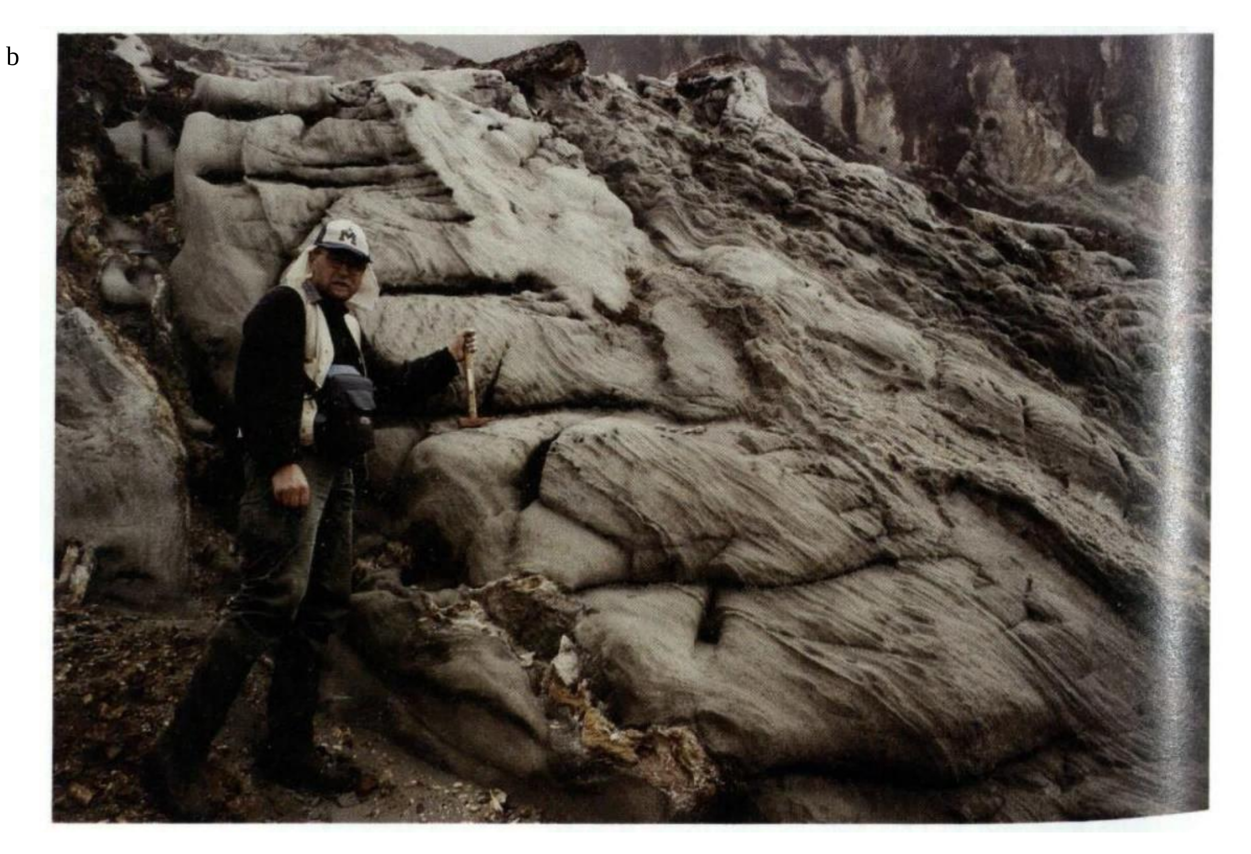


Lámina 18. Sulfuros masivos.

(a) Afloramiento en la superficie de la carretera a Guarumales: esquistos cloríticos y sericíticos (arriba) y esquistos grafíticos (abajo) encerrando a los sulfuros masivos (fotografía: R. A. J.).

(b) Mina Pilas en la alta cordillera: Richard Jemielita posa junto a la granular, estratificada, plegada y masiva pirita.

El **prospecto Guarumales** (**7780-97154**) (Lámina 18a) es interpretado como otro depósito polimetálico de sulfuros masivos volcanogénicos (p.95) que se encuentra en rocas metavolcánicas y metasedimentarias similares a las de Pilas. Se registró valores de Au de hasta 2.5 ppm (6).

MINERALIZACIÓN DE ORO EPITERMAL ALOJADA EN VOLCÁNICOS

Valores anómalos de oro fueron obtenidos de mineralización con estilo epitermal en litologías volcánicas y volcanoclásticas cenozoicas del valle Interandino, éstas cubren al basamento metamórfico en la alta cordillera.

En el **prospecto Cuchil** (**78°48'W, 3°05'20''S**) cerca de Sigsig, fueron obtenidos valores de Au de hasta 4ppm (6) de una brecha calcedónica dentro de brechas y lavas riolíticas porfiríticas variablemente silicificadas, con alteración a arcillas y/o óxidos de hierro con tonos parduscos. La zona mineralizada es una brecha porfídica riolítica con tonos rojos-cafés, gris, es oquerosa (*vuggy*), silicificada, con pirita diseminada formando una capa suprayacida por una riolita brechosa color crema. Similares riolitas fueron observadas en afloramientos al Oeste de Cuchil.

También cerca de Sigsig, el **prospecto Loma Quipal** (**78°47'W, 3°03'30''S**) ha proporcionado valores de oro y cobre (comunicación oral, A. Carter). La geología abarca rocas volcanoclásticas y volcánicas andesito-dacíticas suprayacentes al cizallado granito Tres Lagunas. La alteración y mineralización comprende rocas débilmente a moderadamente silicificadas y, en algunas partes, alteradas a arcillas con pirita diseminada en ciertas partes. Existen rocas volcánicas porosas y gossanosas, lixiviadas con ácido, que contienen hematita, jarosita, cuarzo y alunita, y en lugares manchadas con sulfato de cobre. Valores accesorios de oro fueron reportados de las cercanías de la mina de plata epitermal de San Bartolomé (p.94), mientras que la mina de plata Pilzhum tiene leyes de 3.2ppm Au (INEMIN-Misión Belga, 1988).

En **Cerro Colorado** (**78°55'W, 3°15'S**), una brecha porfídica lixiviada con ácido, silicificada y gossanosa (Lámina 23b) entregó valores de hasta 4.3ppm Au (6). La mineralización consiste en estrechas vetas epitermales que cortan el granito esquistoso de Tres Lagunas (basamento), y forman amplias zonas de silicificación dentro de las suprayacentes litologías volcanoclásticas y volcánicas dacíticas.

En **Cerro Pucurcu Grande** (**78°34'45''W, 2°19'35''S**), indicaciones de oro epitermal entregan valores de hasta 64 ppm Au (6). La geología está dominada por lavas y rocas volcanoclásticas del Cenozoico, las cuales suprayacen en inconformidad a rocas metasedimentarias y metavolcánicas (del terreno Alao) que tienen un empinado buzamiento. El Cerro Pucurcu (Montaña Roja) Grande es de color rojo debido a la oxidación del pórfido feldespafírico y con pirita diseminada, del cual se compone la montaña y cubre un área aproximada de 3km^2.

En la región circundante existe una alteración más intensa, pero localizada. Esto incluye a las pendientes nor-occidentales del Cerro Tintillay, al Este, donde un estrecho valle contiene bloques de brecha y andesita porfídica de color gris-blanco, alterados y silicificados, con calcopirita y pirita diseminada de grano fino a medio. Un poco más al Este, la mineralización también ocurre al Oeste de la Laguna Verde Cocha y cerca de la vecindad de la Quebrada Yuracyacu, y también más al Norte cerca de Atillo. Aún más mineralización es sugerida por los nombres de sitios (en las cartas topográficas) como Cerro Pucurcu Chico y Quebrada de Minas, los cuales no fueron visitados durante la investigación.

Dentro del batolito de Zamora se encuentran varios prospectos recién descubiertos de vetas epitermales polimetálicas pórfido-relacionadas; brechas intrusivas y mineralización diseminada de oro-plata. Estos prospectos están relacionados con jóvenes (Cenozoico) intrusivos o pórfidos cogenéticos con el batolito hospedante. El **área minera Chinapintza** (**7690-95520**) está caracterizada por un conjunto de vetas de cuarzo epitermales polimetálicas dentro de tobas, pórfidos feldespáticos y granodiorita de grano grueso del batolito Zamora (3). Se obtuvo valores de hasta 363 ppm Au (3), pero la ley media se estima en 50 g/t (Gemuts et al., 1992). La mineralización afecta a la Formación Cretácica Hollín, por tanto, es de edad cenozoica (comunicación oral, D. Coochey). El cercano **prospecto Biche** (**7695-95515**) abarca diatremas mineralizadas con sulfuros, y chimeneas de brechas intrusivas (*intrusive breccia pipes*) cortando flujos de lava y tobas dacito-riolíticas ricas en sulfuros (pirita y esfalerita), silicificadas, con vetas de cuarzo. Las muestras mineralizadas proporcionan valores de hasta 10.9 ppm Au (Gemuts et al., 1992). Los cercanos prospectos Pangui y Santoré son chimeneas de brecha; Tres Cerritos es un stockwork intrusivo, y Jardín del Cóndor es un depósito de sínter (comunicación oral, D. Coochey). Otro prospecto de probable origen epitermal se encuentra en Sangola (comunicación oral, P. Jeffcock). En la **mina Piuntza** (**78°52'30''W, 4°07'30''S**) la mineralización de oro está asociada con una brecha central y una red de vetillas con cuarzo-sulfuros que cortan un cuello (*plug*) de pórfido cuarzo-feldespático. Las muestras del Proyecto tienen valores de oro de hasta 7.3 ppm (3).

En el extremo Sur del batolito Zamora, el prospecto **Los Planes** (**78°59'W, 4°38'30''S**) consiste en una serie de vetas de cuarzo y stockworks de cuarzo dentro de lavas andesíticas y tobas fuertemente argilizadas y meteorizadas que suprayacen al batolito. Una muestra de un denso stockwork de cuarzo entregó valores de 233ppm Au (3). Al Oeste de Los Planes en el Río Mayo, existen estrechas vetas cupríferas en el batolito Zamora, una de ellas proporcionó 1.1ppm Au (3).

En el área de El Oro, el actualmente activo distrito minero Portovelo corresponde a un sistema de vetas polimetálicas, epitermales, pórfido-relacionadas (INEMIN-Misión Belga, 1988; Van Thournout et al., 1991), existen otros depósitos epitermales hacia el Norte, por ejemplo, Ligzhu y Gañarín (Gemuts et al., 1992).

MINERALIZACIÓN PÓRFIDO-RELACIONADA DE ORO

Fierro Urcu (**79°19'44''W, 3°41'04''S**) es un prospecto de cobre-molibdeno y vetas de metales preciosos pórfido-relacionado, en el Oeste de la Cordillera Real. En el área, las galerías abandonadas siguen vetas polimetálicas explotadas en tiempos coloniales. Las rocas de caja son volcánicas y volcanoclásticas andesíticas a riolíticas del Cenozoico, intruidas por diques y cuellos (*plugs*) de granodiorita. Las vetas se componen de cuarzo lechoso con turmalina, pirita, calcopirita, molibdenita y trazas de enargita, estibina y otros sulfuros. Se ha obtenido valores de hasta 22ppm Au de las muestras de veta y se ha propuesto 53.5 millones de toneladas de roca mineralizada conteniendo 0.3ppm Au y 0.2 por ciento de Cu (INEMIN-Misión Belga, 1988). En las cercanías, el **prospecto Loma del Loro** (**79°16'20''W, 3°39'45''S**) expone un pórfido dacítico considerablemente alterado a arcillas (6), en donde se obtuvo valores de hasta 0.8ppm Au (6) de una brecha intrusiva porfídica dacítica, clasto soportado, mineralizada con sulfuros, dentro de un plutón dacítico cuarzo-feldespático. En la misma área, una brecha intrusiva al Este de **Cerro Puglla** (**79°15'40''W, 3°37'20''S**) tiene valores de hasta 0.2ppm Au y está caracterizada por clastos porfídicos silicificados y piritizados, en lugares con alunita rosada cristalina. Otros prospectos de oro, que se consideran como pórfido-relacionados, incluyen a aquellos recientemente descubiertos en Mozo y Chachahuayco.

La mina Peggy se caracteriza por su mineralización polimetálica pórfido-relacionada, proporcionando valores de hasta 2.7ppm Au, pero es dominada por el contenido de plata (p.95). Al Este, en las cercanías de la confluencia del Río Santa Bárbara y Río Ayllón, bloques con cuarzo-arsenopirita tienen valores de hasta 5.2ppm Au. En la misma área, una veta de cuarzo con arsenopirita, pirita y otros sulfuros ha sido explotada casi 500m río-abajo desde la unión en el banco oriental del **Río Santa Bárbara** (**78°44'W, 3°07'15''S**). Valores entre 46.5 y 635ppm Au han sido obtenidos de este sitio (3). Aproximadamente 1km río-arriba de esta unión, ambos bancos del **Río Ayllón** tienen trabajos de roca-dura que producen oro de una veta, de 50cm de espesor, con cuarzo-pirita-calcopirita-arsenopirita, ésta intruye a los esquistos (basamento) de la unidad Chigüinda. Esta mineralización tipo-veta en Santa Bárbara y Ayllón podría ser una zona distal rica en oro (Jones, 1992) relacionada con el pórfido de la mina Peggy.

En el Hito, se ha reportado mineralización pórfido-relacionada de oro dentro del batolito Zamora, donde se ha desarrollado un sistema de cobre-molibdeno, ambos están cubiertos por las cuarcitas de la Formación Hollín (comunicación oral, D. Coochey). El oro fue lavado en los arroyos que drenan la parte septentrional del prospecto (Gemuts et al., 1992). Otro pórfido Cu-Mo se encuentra en La Esperanza, mientras que un sistema jurásico de oro tipo-pórfido ocurre en Augusta (Gemuts et al., 1992), y probablemente en Shamataka y Cerro Quemado. En ciertos casos, no es claro si la mineralización es del Jurásico o del Cenozoico.

En la región de El Oro, posible mineralización pórfido-relacionada ha sido reconocida en el área de Cerro Pelado, donde existen varias minas activas y abandonadas. En la **mina Guayabo** (**6275-96055**) la roca caja abarca esquistos cuarzosos y filitas negras con un empinado buzamiento, cizallados, de grano fino, pertenecientes a la unidad Palenque, están cortados por vetas semiconcordantes, de 50-100m de ancho, compuestas por cuarzo, arsenopirita y pirita, con valores promedio de oro de 7ppm (7). Este depósito podría ser de tipo-'alojado en zonas de cizalla'. La cercana y recién descubierta **mina Cerro Pelado** (**6278-95062**) se ubica en rocas volcánicas riodacíticas horizontales cuya mineralización se relaciona con una chimenea de brecha (7).

MINERALIZACIÓN DE ORO EN SKARNS

Actualmente, el campo de skarn aurífero de **Nambija** (Salazar, 1988; Clarke (3); 5; 6; McKelvey, 1991; Litherland et al., 1992) dentro del batolito Zamora, es la ocurrencia de mineralización de oro de mayor importancia económica en el Ecuador (Figura 27). El depósito de Nambija fue trabajado durante los tiempos pre-coloniales y coloniales (Navarro, 1986), y fue redescubierto en 1982, desde entonces se ha convertido en el sitio de la fiebre de oro moderna, produciendo, por medios primitivos y antieconómicos (Lámina 19a), alrededor de 30 toneladas de oro hasta 1991. El área minera de Nambija es de alrededor de 1km de longitud y 100m de ancho, su profundidad es desconocida. A veces, el oro es visible en muestras de mano, y algunos *pockets* de skarn tienen leyes de hasta 400ppm Au.

Los skarns se encuentran como pockets dentro de una faja de la unidad triásica Piuntza que forma una cadena de cerros con rumbo Norte-Sur de casi 30km de longitud y 2km de ancho. Esta faja es interpretada como un colgante de techo del batolito jurásico Zamora que subyace el área circundante de bajo relieve. La unidad Piuntza abarca mármoles, areniscas, lavas andesíticas-dacíticas y tobas. En el campo de skarn Nambija, se ha explotado skarns auríferos en Fortuna, Cambana, Campanilla, Nambija, Guaysimi y Sultana del Cóndor, de Norte a Sur a lo largo de la parte central de afloramiento del cerro.

En **Campanilla**, en los trabajos mineros, la unidad Piuntza está bien expuesta. La fase plutónica del batolito Zamora está expuesta en altitudes más bajas, pero el contacto fundamental entre las dos no ha sido estudiado. La secuencia estratigráfica tiene un espesor máximo de unos cientos de metros y comprende capas de granulación gruesa a fina interpretadas como brechas volcanoclásticas y tobas respectivamente. Las capas están intruidas, en lugares, por diques básicos y pequeños diques porfídicos monzoníticos y cuellos (*plugs*) posiblemente del Terciario; bloques de magnetita han sido observados en los arroyos adyacentes. La skarnificación y la mineralización de oro parecen estar controladas por fallas frágiles con rumbo-Noreste que se intersecan con las fallas mayores con rumbo-Norte. Las estructuras mineralizadas son subverticales y cortan la secuencia triásica de pliegues abiertos. La extensión de la mineralización, lejos de las fallas, está controlada por la estratigrafía, con skarnificación lateral más amplia en capas de toba calcárea fina y más estrecha en las brechas más gruesas. Se forman brotes minerales (*ore-shoots*) donde las vetas tardías se intersecan con estos skarns.

a



b



Lámina 19. Mineralización Skarn (ver también Lámina 5).

(a) Sector El Playón del campo minero Nambija: explotación de oro de pockets de skarn (fotografía: R. A. J).

(b) Bloque, en el Río Mulatos, de skarn rosado de grandita cortado por una zona de cizalla con vetas de cuarzo y una débil mineralización. Probablemente el bloque se derivó del campo El Placer (fotografía: M. L.).

En las minas de Nambija y Campanilla, la mineralización de oro ocurre como nuggets, blebs o finas diseminaciones asociadas con vetas de cuarzo-carbonato-adularia dentro de los skarns (ver p.27 por la petrografía del skarn); también se ha observado trazas de oro en brechas hospedantes (McKelvey, 1991). Las vetas con oro nativo son estrechos discontinuos '*sweats*' (sudoraciones) con cuarzo blanco a gris, translúcido y masivo. En lámina delgada este cuarzo es claro, no-deformado, y poiquilítico, se formó en temperaturas epitermales (Lámina 22c). Tales vetas y mineralización acompañante de oro son típicas de la alteración de etapa-tardía de skarns ricos en grandita (Meinert, 1988), y, por tanto, no necesitan ser explicadas por un posterior evento termal post-jurásico. Es bastante común encontrar pirita, magnetita y calcopirita, también se observó galena y esfalerita, sin embargo, el depósito es en esencia pobre en metales base, comparado con los cercanos depósitos epitermales, por ejemplo, Chinapintza. La plata también es baja, con una proporción promedio Ag:Au de 1:20 (3), una proporción similar a la de los análisis de oro (Tabla 4).

En el batolito Zamora al Este de Nambija, también existe un segundo, mal-definido, cinturón de skarn aproximadamente con rumbo-Norte. Éste engloba al skarn bandeado rico en magnetita de María Elena y a los depósitos de Napintza y Congüime (Gemuts et al., 1992; comunicación oral, D. Coochey).

Existen enormes volúmenes de roca en los **campos de skarn del Norte** de la Cordillera Real (p.33), sin embargo, aún debe probarse la existencia de valores de oro significativos. Se obtuvo hasta 15ppm Au de bloques de skarn en el Río Mulatos derivados de los campos de skarn El Placer e Inga (1), pero, aunque estos valores se confirmaron en otras partes, chips de las mismas muestras no entregaron valores de oro. Poco o nada de oro fue lavado en el Río El Placer y en la parte superior del Río Mulatos; el valor más alto obtenido de las muestras de roca del campo El Placer fue de 46ppb Au (2). Esto indicaría que el campo El Placer prácticamente es estéril.

Otros campos de skarn del Norte pueden ser más prometedores. L. Torres (comunicación oral) ha identificado mineralización Au-Ag en el campo de skarn Inga, el cual sería la fuente del oro de placer del Río Cedroyacu. Más al Norte, un bloque mineralizado con esfalerita en el Río Quijos, arriba de la confluencia con el Papallacta, y posiblemente derivado del campo Urcucocha, entregó 0.5 ppm Au (4). Podrían existir campos de skarn alrededor de Oyacachi (Litherland et al., 1992b), donde se ha reportado la extracción de oro; las rocas de skarn mineralizadas podrían ser la fuente del campo de oro Cofanes en el extremo Norte de la cordillera.

MINERALIZACIÓN DE ORO RELACIONADA CON INTRUSIONES DE GRANODIORITA

Las litologías del terreno Guamote están intruidas en el **Río Quishpe** (**78°32'W, 1°49'30''S**) por el plutón granodiorítico terciario Alao, el cual contiene mineralización de vetas auríferas polimetálicas (6). Alrededor del **Río Ishpingo** (**78°37'30''W, 3°01'S**), una granodiorita biotítica mineralizada con sulfuros, que intruye a la unidad Chigüinda, entregó valores de hasta 319ppb Au (6). Otros valores de oro fueron encontrados en Amaluza y Río Isimanchi (6).

MINERALIZACIÓN DE ORO EN VETAS MESOTERMALES DE CUARZO

En el Sur de la Cordillera Real, en **Cera**, se ha extraído oro de estrechas vetas con cuarzo-ankerita-pirita dentro de esquistos grises y negros cizallados de la unidad Chigüinda (6). Al Este de Loja, Wolf (1892) describió una mineralización similar en Cerritos de Calvario. En Masanamaca, entre Vilcabamba y Yangana, se ha extraído oro de vetas de cuarzo dentro de los esquistos grises y negros de la unidad Chigüinda a lo largo de **Quebrada de Minas** (Wolf, 1892). Se visitó una mina, a lo largo del **Río Chiriguana** (**79°09'W, 4°21'15''S**), con similar ambiente geológico (6). En Chigüinda (p.97), una sección de 2km de ancho de esquistos micáceos grises está hidrotermalmente alterada y piritizada (6); valores de hasta 1ppm Au se obtuvieron en esta localidad.

La **mina Curiayana** (**78°28'45''W, 1°51'30''S**), cerca de Alao, sigue dos estrechas vetas de cuarzo, de 15cm de ancho, las cuales cortan los esquistos-verdes de Alao-Paute. Existen sulfuros cerca de las paredes de las vetas, estos incluyen pirita, calcopirita, esfalerita y galena. Se obtuvo oro-libre de las vetas oxidadas. La alteración de la roca caja (*wallrock*) es ausente o inconspicua, pero las vetas están oxidadas y exhiben un tono café ferroso. Esta mineralización es considerada de tipo-veta hidrotermal, polimetálica (6).

En El Oro, se ha extraído intermitentemente oro de roca-dura y aluvial en la **mina Sacachispas** (**79°46'W, 3°20'45''S**). la roca hospedante se compone de esquistos cuarzo-sericíticos, meteorizados de la unidad Palenque, con *stringers* y vetas irregulares de cuarzo concordantes y discordantes que contienen óxidos de hierro y cantidades menores de oro-libre (7).

La extensa ocurrencia de cuarzo de veta masivo, mesotermal como bloques y pebbles en gravas auríferas (p.87), en terrazas aluviales y en formaciones sedimentarias, claramente sugiere que la mayor parte del oro aluvial de la cordillera se deriva de la mineralización en vetas de cuarzo mesotermales. Particularmente, esto es notable en el sector de Shincata-Betas (p.87).

OTRAS MINERALIZACIONES DE ORO

Se ha reportado oro de los **complejos máficos-ultramáficos**. Oro-libre del complejo Tampanchi (**7618-97082**) fue reportado por una compañía privada, y una muestra de piroxenita no-mineralizada, recolectada para estudios petrográficos, entregó 176 ppb Au (3). Un poco de oro fue analizado en las muestras de serpentinita de Peltetec y Huargualllá (1), pero no ha sido confirmado con un nuevo análisis.

Se ha lavado oro en los cauces que drenan hacia el Oeste desde el **cinturón de pegmatita** (**77°46'45''W, 0°32'N**) al Sureste de San Gabriel (4). Una muestra de roca entregó 69 ppb Au (6).

En el **prospecto Monte Olivo** (**77°52'45''W, 0°23'35''N**), un prominente afloramiento de carretera, de 10m de ancho, de anfibolita (de la unidad Monte Olivo) color blanco-amarillo-rojo-café, hidrotermalmente alterada forma un rasgo característico a través del valle. La alteración es sericítica y caolinítica. No se observaron sulfuros, pero muestras de canaletas entregaron valores de hasta 0.45 ppm Au.

Oro (secundario)

El oro aluvial (Lámina 22a y b) está disperso en los sistemas de drenaje de la Cordillera Real y ha sido explotado desde tiempos pre-coloniales; la mayor parte de los pequeños pueblos en las estribaciones orientales tienen su origen en asentamientos mineros españoles (Holloway, 1932; Navarro, 1986). Mineros artesanales aún trabajan en estos ríos (Pillajo, 1982; Pillajo y Báez, 1983; 6) usando métodos relativamente primitivos (Láminas 20 y 21). En la región la producción es de 500 kg/año. También se obtiene oro de los depósitos de paleoplacer. Los detalles de estos campos de oro secundario pueden ser encontrados en Jemielita y Bolaños (6).

DEPÓSITOS DE PALEOPLACER

Se encuentra oro en las formaciones sedimentarias clásticas de granulación gruesa, del Cretácico Tardío y Cenozoico, en la Cordillera Real y al Este de ella. En el Este, las Formaciones (del Oriente) Tena, Tiyuyacu, Arajuno, Chambira y Mera (Pillajo y Báez, 1983; 6) son depósitos relacionados a etapas de levantamiento y erosión del basamento metamórfico aurífero de la cordillera. También se ha observado oro en las cuarcitas de la Formación cretácica media Hollín cerca de Chinapintza (comunicación oral, D. Coochey), pero éste debe ser derivado de la meteorización de rocas metamórficas del cratón Amazónico (Wilkinson, 1982).

Se ha lavado oro en la Formación Tena, y en los estudios realizados de la **Formación Tiyuyacu** durante la presente investigación (6). Al Sur de Puerto Napo, los sedimentos eocénicos de Tiyuyacu abarcan capas pobremente litificadas de gravas y arenas gruesas color morado-café, dominadas por pebbles redondeados, bien sorteados de cuarzo masivo blanco de vetas mesotermales, así también por cuarzo gris microcristalino y esquisto micáceo. Esta unidad, con una longitud de rumbo mayor a 300km, es considerada como una importante fuente potencial de oro aluvial en el Oriente, al Este de los mapas acompañantes, y quizá la única fuente de algunos ríos no relacionados al drenaje de la cordillera, e.g. Cushimi y Payamino (Pillajo y Báez, 1983).

En la Cordillera Real, en las cabeceras de los **Ríos Shincata-Betas** (**79°02’W, 3°28’S**), existen terrazas paleo-fluviales las cuales son ricas en oro y tienen una larga historia de explotación (Wolf, 1892). Son comunes los trabajos pre-coloniales, posiblemente pre-Incas, y la minería artesanal y mecanizada actualmente está activa. Las terrazas se ubican a decámetros sobre el presente río y están formadas por conglomerados o pebbles pobremente sorteados, mal- a bien-estratificados, maduros, no-litificados, con cuarzo-turmalina. Estos depósitos, la Formación Bestión de Pillajo y Báez (1983) (Lámina 20b), contienen pebbles de turmalina negra redondeada, mezclados con cuarzo de vetas mesotermales puras; los pebbles de cuarzo con agujas y masas de turmalina negra son comunes. Los pebbles de turmalina son llamados piedras tibias (*warm stones*) por los mineros que interpretan su presencia como un indicador de material aurífero. El oro es de color amarillo dorado brillante, con forma irregular a subredondeada, delgado, como láminas, como pellets y como palillos (*rods*) (6), además, su morfología sugiere una fuente proximal (Grant et al., 1991). Los pebbles se derivaron de vetas mesotermales de cuarzo similares a aquellas observadas cortando los esquistos cercanos. Por tanto, la asociación cuarzo-turmalina es común en los depósitos aluviales de terrazas paleo-fluviales y en vetas alojadas en el basamento.

Es común encontrar pebbles de cuarzo y turmalina en aluvión desde el Río San Antonio, Este-Nor-Este de Saraguro, pasando el área de las cabeceras del Shincata-Betas al Noreste del Río Minas, Este de Gima, una distancia de 50km a lo largo del rumbo. Parece que, en esta longitud, la cual es cercana a la traza de la falla Baños, solamente existe turmalina en aquellas vetas de cuarzo que cortan el granito Tres Lagunas.

Existe otro paleoplacer en **Nayumbi** (**7645-95380**) en el Este del batolito Zamora donde un depósito aurífero paleo-aluvial de 200-300m de espesor está preservado en una estructura graben del Terciario (comunicación oral, D. Coochey).

ORO ALUVIAL

En la Cordillera Real, el oro aluvial es extraído de los sedimentos de ríos activos y de terrazas fluviales incisas (Lámina 20a y c). Los depósitos son generalmente estrechos y alargados (Pillajo y Báez, 1983) y ocupan empinados valles fluviales incisos. Usualmente, el volumen del material aurífero es pequeño, y los sedimentos son polimícticos y muy inmaduros; es común encontrar grandes bloques. Solamente se usa métodos artesanales para extraer este oro y, es improbable que en estas áreas las operaciones comerciales de dragado a gran escala sean económicamente rentables.

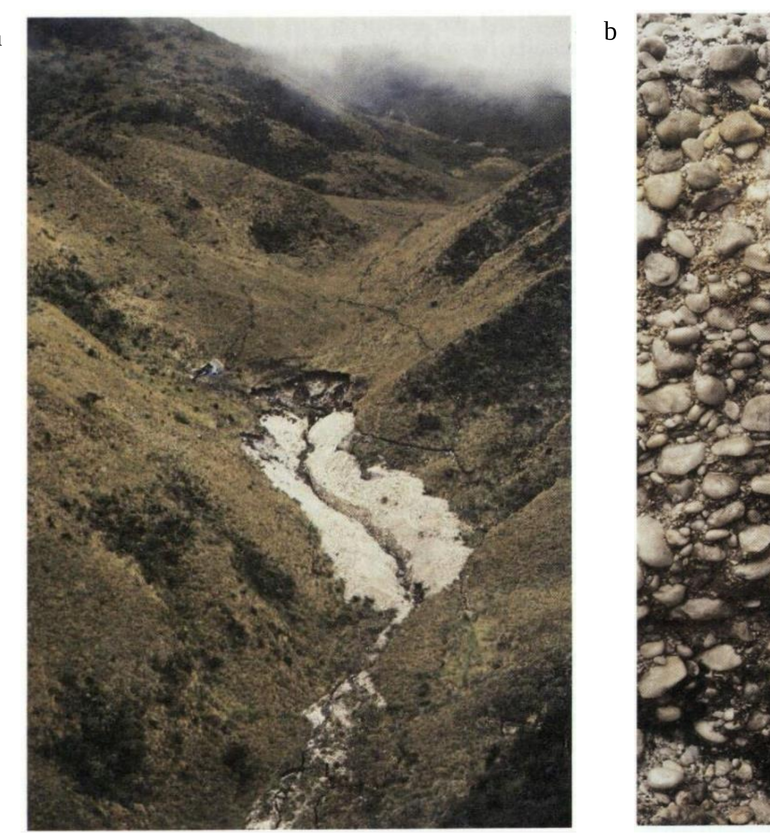
Hacia el Este, lejos de las pronunciadas pendientes de la cordillera, las áreas con terrazas más planas en algunas partes son auríferas. El área del Río Palora-Río Sangay (**78°08’W, 1°52’S**) se caracteriza por amplios valles con terrazas (Lámina 21a) con trabajos de oro en las terrazas de gravas polimícticas las cuales parecen carecer de grandes bloques. Un extenso horizonte de lahar del Volcán Sangay subyace al aluvión y proporciona una ‘capa falsa’ para las gravas auríferas. Esto cubriría varios kilómetros cuadrados y sería adecuado para operaciones de dragado. También existen extensas terrazas aluviales auríferas alrededor de Tena (Lámina 21b) (6).

La Tabla 3 resume algunos de los resultados de los estudios detallados del Proyecto (6) considerando sólo el área de los mapas acompañantes. Los datos señalan ríos y áreas de producción de oro aluvial, junto con una indicación de la metalogénesis de la roca fuente basada en observaciones de campo. Por tanto, en la Cordillera Real predomina una fuente de vetas mesotermales de cuarzo, mientras que, en la Cordillera del Cóndor y El Oro, la mineralización relacionada con skarns, epitermales y pórfidos, es más importante.

Análisis de Oro

Los análisis de oro en la Cordillera Real y El Oro fueron realizados por Wolf (1892) y este Proyecto (Beddoe-Stephens, 1987; 1989; Styles et al., 1992). Uno de los objetivos del presente trabajo fue caracterizar los granos de oro de lechos rocosos y aluviones, para establecer si las variaciones en el oro pueden ser utilizadas como ‘huellas dactilares’ de las fuentes primarias. Se efectuaron estudios morfológicos en muestras de fuentes primarias y aluviales, también se realizó el análisis cuantitativo mediante sonda electrónica en granos de oro y sus inclusiones, junto con el mapeo microquímico de oro primario cuando haya sido posible.

a



b



c

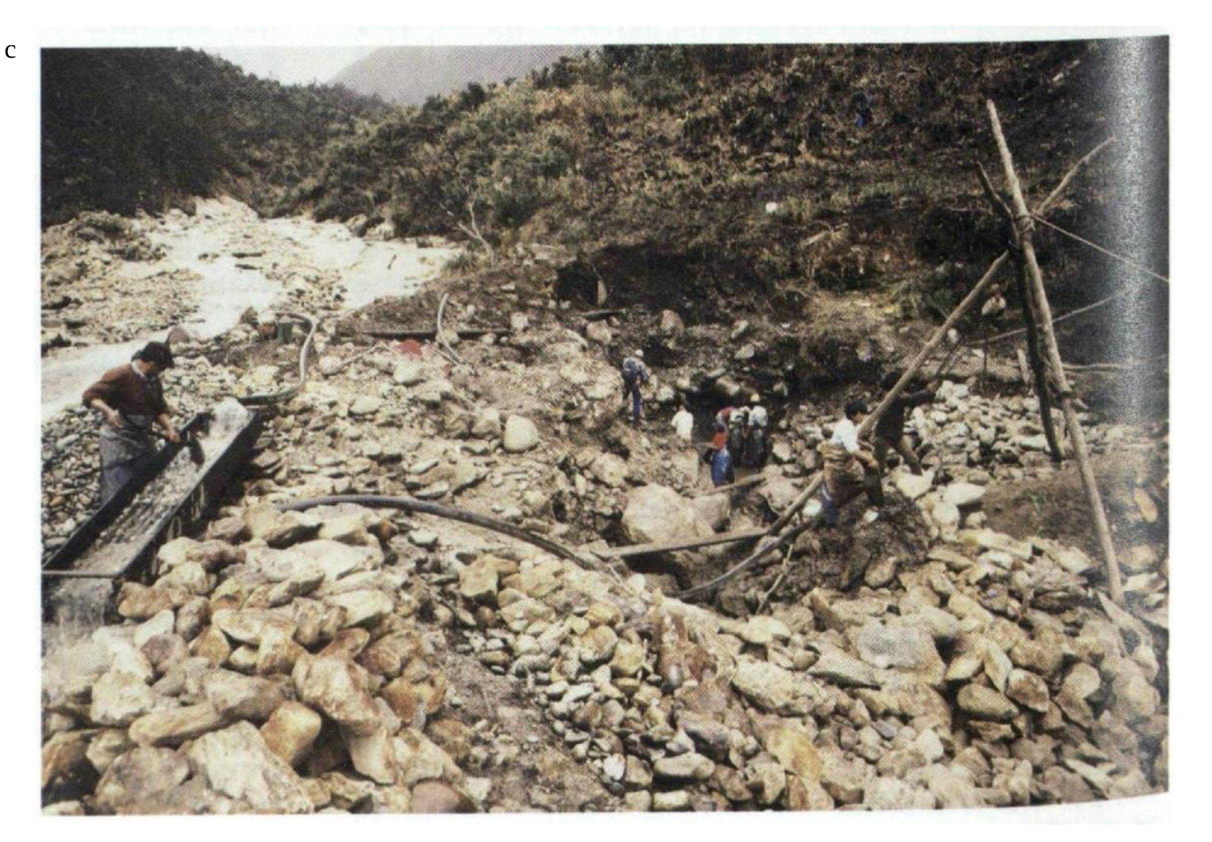


Lámina 20. Oro secundario en las tierras-altas.

(a) Trabajos de oro aluvial/coluvial al Oeste de la divisoria de aguas de la cordillera en los páramos de Matango/Río Minas (fotografía: R. A. J.).

(b) Detalles de la Formación Bestión de Pillajo y Báez (1983), al Oeste de la confluencia de los Ríos Betas y Shincata: pebbles de cuarzo de veta ± turmalina ± oro (fotografía: R. A. J.).

(c) Vista al Este a lo largo de la parte superior del Río San Francisco, al Este de Gualaceo: trabajos de oro de placer en el banco Sur del río (fotografía: R. A. J.).





b

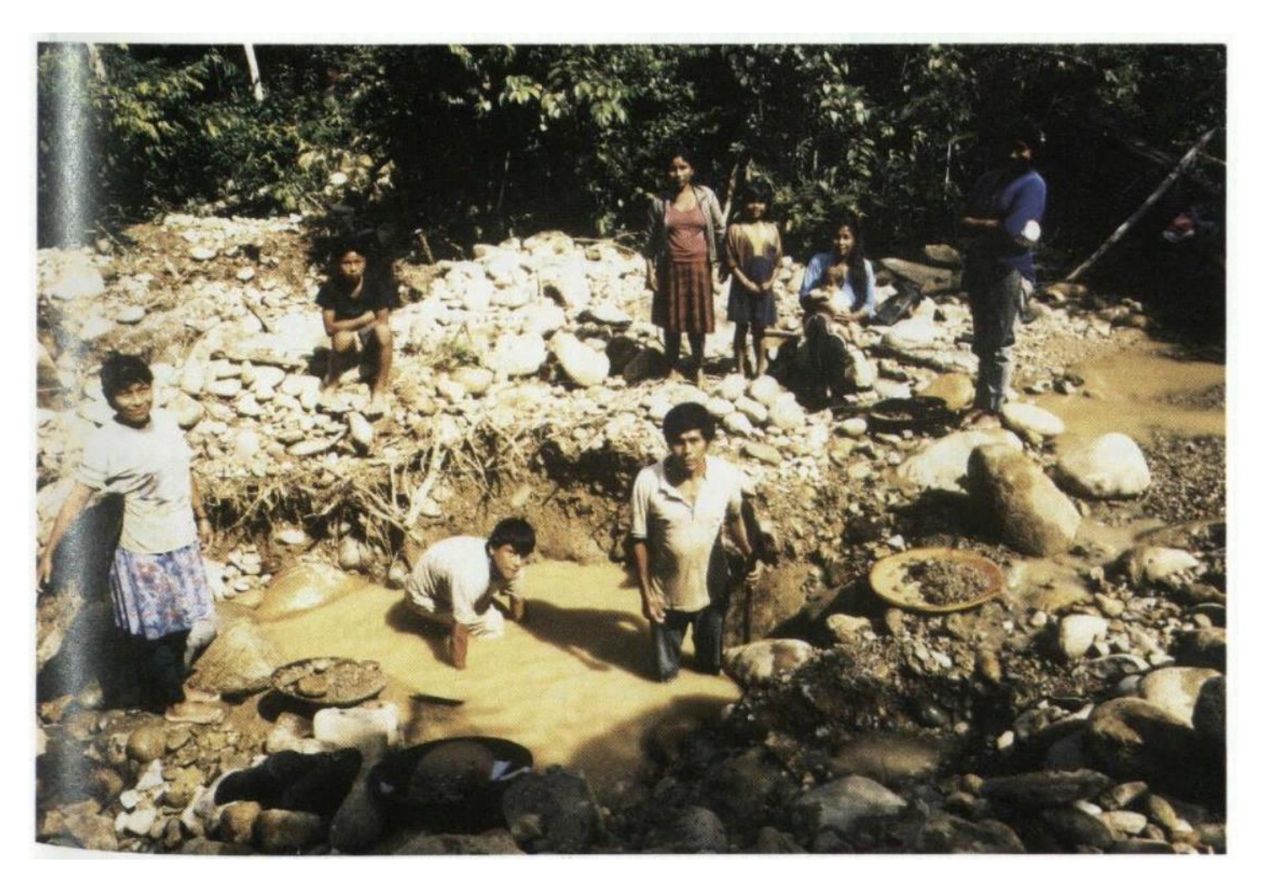


Lámina 21. Oro aluvial en las tierras-bajas

(a) Vista al Sur mostrando el extenso valle aurífero aterrazado del Río Sangay desde la confluencia de ríos Palora/Sangay (fotografía: R. A. J.).

(b) Grupo familiar lavando oro en el área de Sardinas del Río Jatunyacu (fotografía: R. A. J.).

Tabla 3. Resumen de depósitos de oro aluvial

Río (norte-a-sur)	**Producción de oro**			**Fuente del depósito de oro** (datos de campo)					
	Alta	Moderada a baja	Poca o nada	Sulfuros masivos	Epitermal	Relacionado con pórfidos	Relacionado con skarns	Relacionado con granodioritas	Vetas mesotermales
Cordillera Real – Norte									
Chingual			x			x	x		x
El Dorado			x			x			x
Cofanes-Aguarico		x					x		x
Oyacachi			x			x			x
Quijos			x			x	x		x
Cosanga			x				x		x
Verdeyacu			x			x	x		x
Cedroyacu-Chalupas		x				x	x		x
Mulatos-Jatunyacu		x	x			x	x		x
Cordillera Real – Centro									
Llushín		x				x			●
Palora		x		x		x			●
Quishpe		x						●	
Alao			x	x		x		x	x
Upano-Abanico		x		x				x	●
Paute		x	x	x	x	x		x	x
Negro-Tayuso	x	x	x		x	x			x
Yanganza		x				x			x
Cordillera Real – Sur-Central									
Collay		x			x				●
San Francisco		x							●
Ishpingo		x						x	●
Gualaceño		x							●
Shío		x			●				
Santa Bárbara-Ayllón		x				●			x
Sangurima-Blanco	x	x				x			●
Moriré-Cuyes		x				x			●
Amarillo		x				x			●
Shincata-Betas	x	x							●
Yacuambí		x				x			x
Cordillera Real – Sur									
Zamora		x							●
Malacatus			x		x				●
Jorupé			x						●
Piscopamba			x						●
Numbala			x			x			x
Vergel		x			●				
Palanda			x			x			x
Mayo		x				x			x
Isimanchi			x			●		x	x
Sangola			x		●				
Cordillera del Cóndor									
Zamora	x	x	x			x	●		x
Bomboscara			x			x			x
Jamboe			x			●			
Nambija		x					●		
Nangaritza	x	x	x		●	x	x		
Cambana		x					●		
El Oro									
Jubones		x			x	x			
Caluguro	x					●			
Naranjo		x				x			x
Amarillo		x			●				

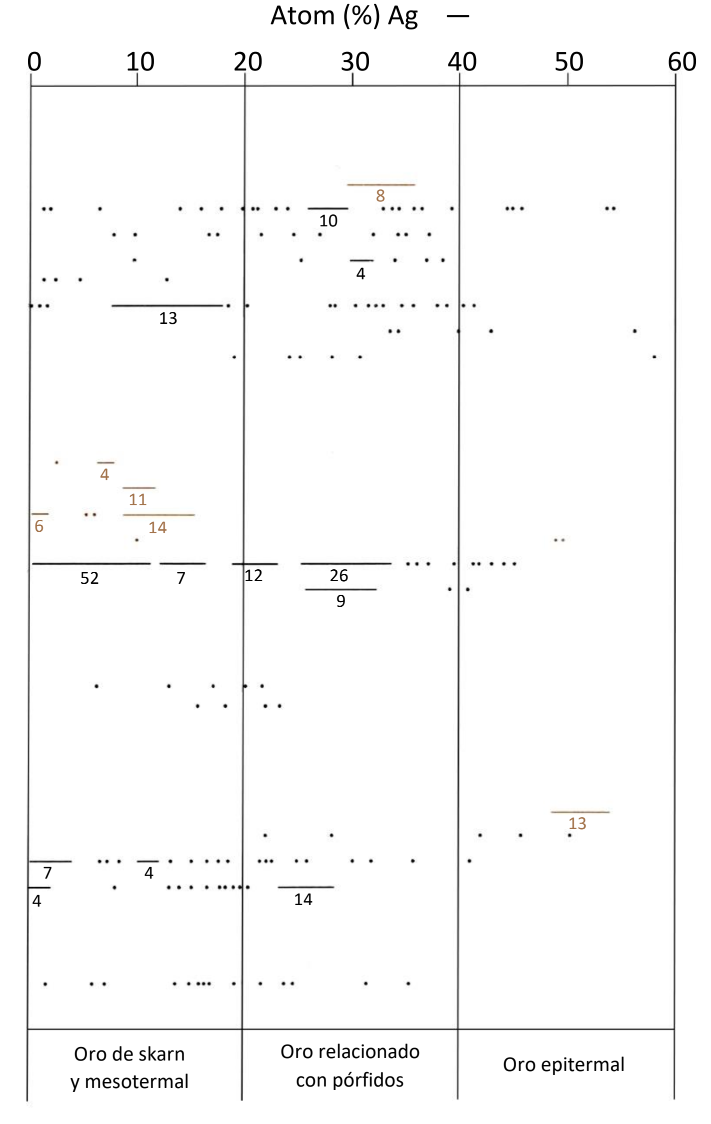
● componente mayor

Los análisis de oro primario indican que el contenido de plata es bajo en skarns, pero aumenta en el oro relacionado con pórfidos y epitermales (Tabla 4). Esto respalda la correlación del contenido de Ag con la madurez cortical (Boyle, 1977), donde se incrementa la proporción Ag/Au en depósitos metálicos más jóvenes y someros.

La Tabla 4 indica, para la Cordillera Real, un alto componente de granos aluviales bajos en Ag, lo que probablemente corresponde a oro mesotermal, puesto que los skarns están ausentes en la mayor parte de áreas fuente.

Las Tablas 3 y 4 indican, desde diferentes criterios, que en la Cordillera Real predomina el oro mesotermal y de pórfidos. Sin embargo, en la Cordillera del Cóndor, aunque el oro de baja-Ag está relacionado con skarns, se observa que el oro aluvial recolectado sólo a 1km río-abajo de la mina Campanilla ya está mezclado con oro de niveles corticales superiores o de vetas de menor temperatura en Campanilla (Tabla 4). Sin embargo, el oro del Río Piuntza indica que el prospecto Piuntza no está relacionado con skarns.

Tabla 4. Variaciones en la composición del oro

Las muestras de la mina Portovelo en la región de El Oro son indicadores de oro epitermal, aunque el oro aluvial de Los Lilenes drenando en Cerro Pelado, y Shumiral drenando en el depósito Ponce Enríquez (no está en el área del mapa acompañante), tienen un notable alto contenido de oro de baja-Ag, el cual sólo puede ser explicado por la presencia de vetas mesotermales, puesto que no se ha reportado skarns.

El estudio de las inclusiones en el oro aluvial de Campanilla (Styles et al., 1992) indica que son representativos de la región fuente. Abarcan a los metales base vistos en las muestras de lecho rocoso, y a los raros telururos de Bi y Ag-Au (Lámina 22e). Sin embargo, el mapeo microquímico de granos de oro mostró una escasez de variación química interna. Esto podría ser debido al oro de Campanilla que se formó a temperaturas donde la variación interna es destruida por el recocido de aleaciones de Au-Ag.

Plata (Ag)

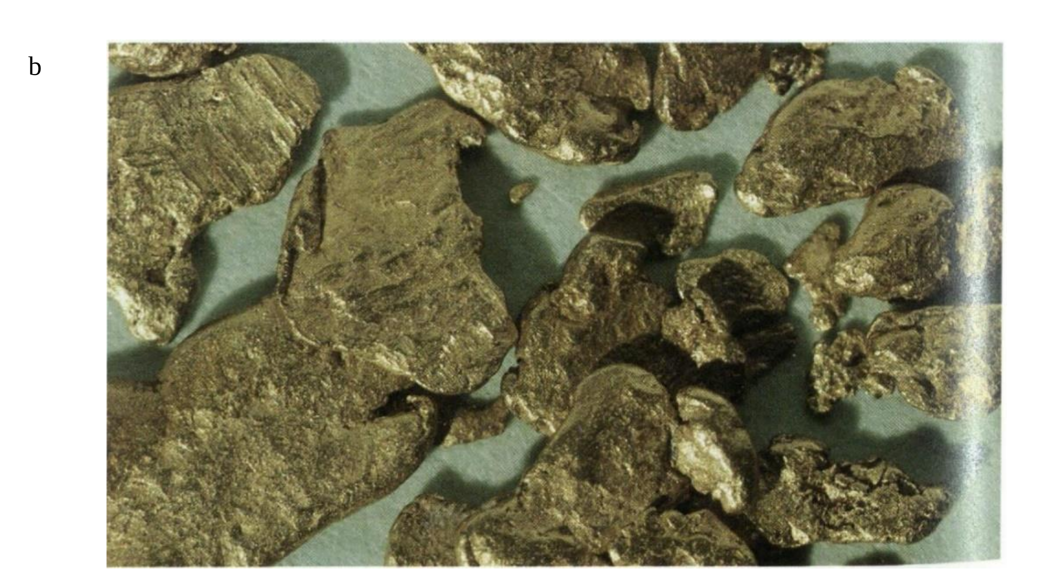
Desde tiempos coloniales, la minería de roca-dura en la Cordillera Real ha sido dominada por la producción de plata. No están disponibles los valores, pero Navarro (1986) menciona varias localidades, e.g. Cubillín, Tungurahua, Condorazo y Pilzhum. Ocurrencias de mineralización de plata también se indican en los mapas geológicos Nos. 56, 72 y 73 de DGGM/INEMIN/CODIGEM, en Ribadeneira (1960) y en Goossens (1972a). Varias nuevas ocurrencias se mencionan aquí.

La plata ocurre comúnmente como un metal accesorio en depósitos y prospectos polimetálicos de oro y/o plata. Valores altos de plata son usualmente relacionados con mineralización hidrotermal y alteración asociada con intrusiones porfídicas andesíticas a riolíticas y con rocas volcánicas a volcanoclásticas. El carácter de la mineralización varía entre mesotermal y epitermal, el último tipo generalmente se preserva sólo en los depósitos terciarios más jóvenes.

a



b



c

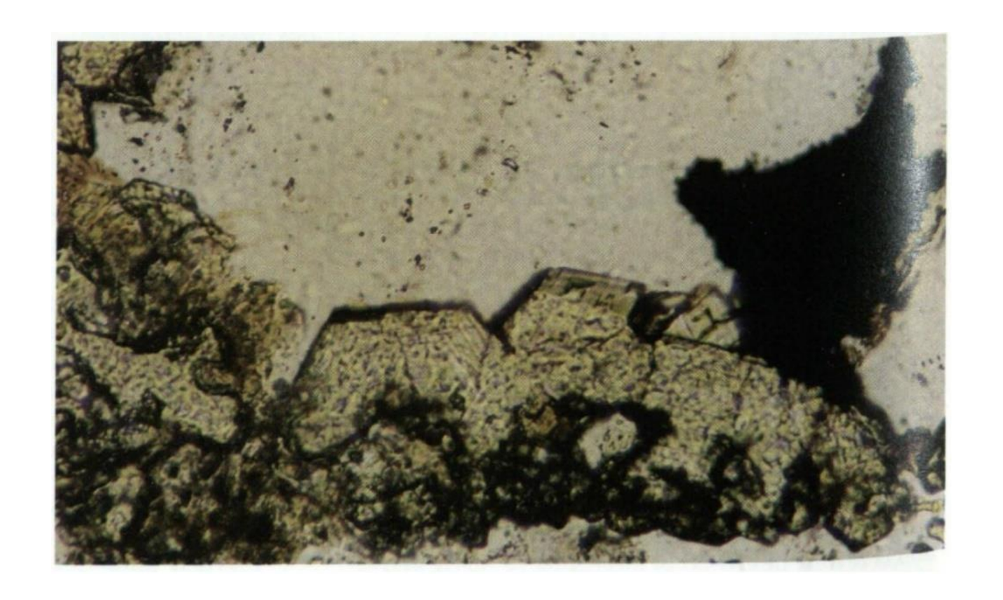


Lámina 22. Granos de oro

(a) Oro aluvial, grueso, con forma irregular, obtenido a 1km río-abajo desde la mina Campanilla en la Quebrada Cambana (×9).

(b) Oro aluvial plano, con aspecto de lámina, de una fuente distal, obtenido del Río Jatunyacu (×9)

(c) Microfotografía de oro (opaco) adyacente al granate en el contacto entre la veta de cuarzo y la roca caja, en una muestra de roca de la mina Campanilla (×210)

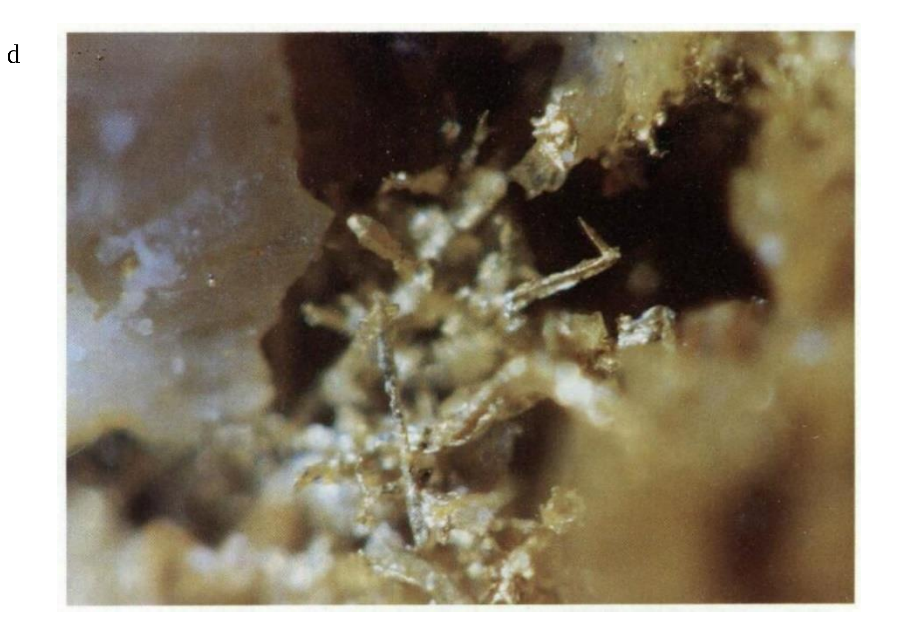
(d) Granos de oro filiforme en oquedades (vugs) del cuarzo, en una muestra de roca de Portovelo (×42)

(e) Microfotografía en luz reflejada de oro (color dorado) y tipos de telururos de bismuto (amarillo pálido), en una muestra de roca de Campanilla (×60).

(f) Microfotografía en luz reflejada de un grano de oro aluvial, del Río Blanco cerca de Chigüinda, con una inclusión de galena con arsenopirita (×300).

Para detalles de (c)-(f) ver Styles et al. (1992)

d



e



f



MINERALIZACIÓN DE PLATA EPITERMAL ALOJADA EN VOLCÁNICOS

La **mina San Bartolomé** (**78°51'26''W, 3°00'50''S**) fue descubierta durante la investigación de UNDP (Fozzard, 1985). Actualmente es una mina operativa (Puig y Pazmiño, 1990) y no un trabajo a pequeña-escala. La mineralización se encuentra dentro de flujos de lava andesíticos porfídicos de grano fino a grueso, del Terciario, y se encuentra alojada en vetas-de fractura, de 5-10cm de ancho, y en vetillas. Éstas son de tipo-empinado y plano, con dirección dominante hacia el Este-Nor-Este. El principal mineral de plata es la freibergita, una tetraedrita rica en plata, junto con esfalerita, pirita, marcasita, galena, calcopirita, sulfosales, arsenopirita, arsénico nativo, pirrotina, boulangerita, polibasita, pearcita, sternbergita, pirargirita, freieslebenite y oro nativo. Las reservas están estimadas en 100000 toneladas con leyes promedio de 560g/t Ag, 0.55g/t Au, 0.57%Pb y 1.86% Zn (UNDP, 1972; INEMIN-Misión Belga, 1988; 6).

La **mina Pilzhum** (**7482-97072**), actualmente abandonada, ha sido conocida como una zona de producción de plata (Wolf, 1892; Spindler y Herrera, 1959; INEMIN-Misión Belga, 1988; 6). La roca caja es un stock porfídico cuarzo-andesítico o -dacítico del Cenozoico Superior. La mineralización se encuentra dentro de 23 vetas conocidas que ocupan un área de 3 × 2 km; las vetas principales son de hasta 600m de longitud. La mineralización es compleja de tipo-epitermal con pirita, calcopirita, galena, esfalerita, enargita, tetraedrita, proustita, bornita, calcosina y covelina; se ha reportado leyes de 1500g/t Ag, 3.2g/t Au y 2% Cu. El sistema mineral es grande y existe un buen potencial económico en el caso de descubrir mineralización en vetas, brechas-hospedantes y tipo-pórfido (6).

Otros prospectos epitermales que tienen valores de plata incluyen a: Chinapintza (p.83) reportado con hasta 250ppm Ag (3); Los Planes (p.83) con 62 ppm Ag (3); y Piuntza (p.83) con 38ppm Ag (3). Los valores altos de Ag también están asociados con intrusiones porfídicas dacito-riolíticas alteradas y mineralizadas, y brechas intrusivas asociadas como Loma del Loro (p.84) con 11ppm Ag (6), Cerro Puglla (p.84) con 0.4ppm Ag, Río Collay (**78°39'45''W, 2°53'S**) con 13.1ppm Ag (6), y Gima-Cerro Colorado (p.83) con 6.8ppm Ag (6). Adicionalmente, altos valores de plata existen en rocas volcánicas, volcanoclásticas y, en pórfidos andesíticos a riolíticos alterados y mineralizados, como en Cuchil (p.83) con 1.7ppm Ag (6), Principal (**78°43'15''W, 3°02'10''S**) con 0.9ppm Ag (6), Cerro Pucurcu Grande (p.83) con 1.8ppm Ag (6), y Atillo (**78°32'45''W, 2°10'25''S**) con 0.3ppm Ag (6). Los depósitos coloniales de Cubillín y Tungurahua citados por Navarro (1986) probablemente son de este tipo.

En el área de El Oro, existen varios prospectos epitermales de oro y plata. En el área minera de Portovelo (Van Thournout et al., 1991) las reservas están estimadas en 120000 toneladas con 63ppm Ag (Delbridge y Robertson, 1992).

OTRAS MINERALIZACIONES DE PLATA

La **mineralización de sulfuros masivos volcanogénicos** en el prospecto de Guarumales (p.95) entregó valores de hasta 400ppm.

La **mineralización de plata pórfido-relacionada** ha sido identificada en Fierro Urcu (p.83), de donde se extrajo oro y plata en tiempos coloniales. Se ha reportado valores de plata de hasta 1464ppm (INEMIN-Misión Belga, 1988). La mina Peggy (p.95) contiene importantes valores de plata, muchas muestras mineralizadas exceden las 50ppm Ag (6), también se han reportado valores de hasta 222ppm (3). Al Este de la mina Peggy, los trabajos de Ayllón-Santa Bárbara (p.84) entregaron valores mayores que 50ppm Ag (6) llegando hasta 246ppm (3). En el Río Isimanchi (**6784-94720**) se registró 49ppm Ag (3). El área minera de Cerro Pelado en El Oro es pórfido-relacionada (p.84) y contiene altos valores de plata en sedimentos fluviales (ver a continuación).

La **mineralización de plata relacionada con granodioritas** tiene los siguientes valores máximos: 28.9ppm Ag de Ishpingo (p.86) (6); 5.5ppm Ag de una zona mineralizada a lo largo de la granodiorita Amaluza (**78°34'05''W, 2°35'20''S**) (6); y 0.3ppm Ag cerca del plutón Colimbo al Oeste de Macas (**78°12'20''W, 2°15'50''S**) (6).

La **mineralización de plata alojada en zona de cizalla**, en Laguna Negra, cerca de Atillo (**78°30'W, 2°10'20''S**), entregó 0.9ppm Ag (6), y en el depósito Chigüinda (p.97) se registró 1ppm Ag (6).

La **mineralización de plata relacionada con skarns** está presente en Nambija, se registró un valor de 17ppm Ag. Sin embargo, uno de los rasgos más notables de este depósito es la baja proporción de plata a oro (Tabla 4). En los campos de skarn del Norte, los valores alcanzan 5.8ppm en El Placer (**78°12'30''W, 1°00'30''S**), mientras que el bloque con mineralización de Zn en el Río Quijos, posiblemente derivado del campo Urcucocha, entregó 2.8 ppm (Ag) (4). Del mismo modo, el 'skarn' con mineralización de Zn de la Quebrada La Industria (**2181-00454**), derivado posiblemente de un campo aún no descubierto cerca de La Bonita, entregó 2ppm Ag (4).

GEOQUÍMICA DE PLATA DE SEDIMENTOS FLUVIALES

Los altos valores de plata desde 5 a 15.2 ppm en el área de El Oro corresponden a los sectores de conocida mineralización de Cerro Pelado y al área minera de La Tigrera al Norte del mapa acompañante. En la Cordillera Real, rara vez los valores son mayores que 1 ppm Ag.

METALES BASE

Los metales base han sido trabajados en la mina Peggy, y plomo y zinc actualmente son extraídos como un subproducto de la mina de plata San Bartolomé. Estos metales están principalmente concentrados en vetas polimetálicas, brechas y depósitos estratiformes.

Numerosas indicaciones y ocurrencias de cobre, plomo y zinc han sido notadas como mineralización mono-metálica o polimetálica (Goossens, 1969; 1972a y mapas geológicos). Muchas más han sido localizadas durante la presente investigación.

Cobre (Cu), Plomo (Pb) y Zinc (Zn)

MINERALIZACIÓN DE Cu-Pb-Zn EN SULFUROS MASIVOS VOLCANOGÉNICOS

Se cree que la mineralización primaria estratiforme (Hutchinson, 1980) se manifiesta en el **prospecto Guarumales**, donde esquistos negros, grises y verdes, con buzamiento empinado de la unidad Upano, en el banco Este del Río Paute, contienen una sección de aproximadamente 60m de esquistos fuertemente mineralizados y sulfuros masivos polimetálicos expuestos en un corte de carretera como rocas con tonos de óxido de hierro (Lámina 18a) (6). Las rocas mineralizadas son principalmente esquistos micáceos blancos y verdes con pirita diseminada de grano fino a medio; las capas de sulfuros masivos varían desde bandas de 10cm de sulfuros polimetálicos, granulares, estratificados y plegados, (pirita, calcopirita, galena y otros sulfuros) hasta capas métricas de pirita masiva. Los valores de los análisis varían hasta 1.32% Cu, 7.97 % Pb y 12.62% Zn, junto con alto o anomálico Au, Ag, As, Sb, Bi, Cd, Ba, Mo, W y Sn. Al Norte, en la misma unidad Upano, a lo largo del Río Upano, trazas de mineralización de cobre fueron notadas en cuatro localidades de greywacke volcanoclástica (1) lo que podría ser una formación repetida tectónicamente.

Rocas-verdes y metasedimentos similares a la unidad Upano se encuentran al Oeste como el terreno Alao. En Mina Pilas (p.81), no se registraron valores de metales base (6), sin embargo, la mineralización es considerada como tipo-sulfuros masivos volcanogénicos, y podría indicar potencial para metales base en otras partes de las unidades El Pan y Alao-Paute. Al Sur de Pilas, existen reportes de fuerte mineralización de sulfuros en Cerro Soroche (**78°32’30’’W, 2°20’S**) cerca de Osogochi. La mineralización de Cu, posiblemente de tipo-ligada a estratos (*stratabound*), ha sido notada en las rocas volcanosedimentarias de la unidad Maguazo cerca de la Quebrada Totora Yacu (Río Paute) (2).

MINERALIZACIÓN DE Cu-Pb-Zn EPITERMAL ALOJADA EN VOLCÁNICOS

Este tipo de mineralización ha sido reconocida en las rocas volcánicas terciarias en varias localidades. En la mina de plata San Bartolomé (p.94), actualmente se extrae plomo y zinc como un subproducto; la mineralización de cobre se encuentra en la mina de plata Pilzhum (p.94). En **Cerro Minas-Malacatus** (**79°16’13’’W, 4°13’16’’S**), Wolf (1892) reportó galena, plata, zinc y fluorita en el Cerro de Santa Cruz (Cerro Minas), donde los valores de plata y oro están asociados con sulfuros de zinc y cobre (6) en una brecha intrusiva epitermal con diques de traquita que contienen fluorita. Las rocas volcánicas mineralizadas de Osogochi-Atillo tienen valores de hasta 2730ppm Cu (6), y una muestra de dacita mineralizada en el Río Tintas cerca de Principal entregó 7189ppm Cu (3).

En el área minera de oro Chinapintza (p.83), en la Cordillera del Cóndor, dentro de granodioritas, tobas y pórfidos feldespáticos, un conjunto de vetas epitermales de cuarzo con Cu-Pb-Zn entrega valores de hasta 0.04%Cu, 0.11% Pb y 5.27% Zn asociados con Au y Ag, además, se ha identificado esfalerita, galena argentífera, pirita, pirrotina y calcopirita (3). Los cercanos prospectos de Santoré, Tres Cerritos, Pangui y Biche (p.83) son de tipo similar (comunicación oral, D. Coochey; Gemuts et al., 1992).

MINERALIZACIÓN PÓRFIDO-RELACIONADA DE Cu-Pb-Zn

La **mina Peggy** (**78°46’23’’W, 3°05’45’’S**) (3; 6; de Coster, 1987: INEMIN-Misión Belga, 1988) es un sector mineralizado dentro de un área donde un conjunto de stocks y diques no-deformados, porfídicos, cuarzofeldespáticos, intruyen al granito fuertemente deformado, milonítico, con megacristales de biotita, del conjunto Tres Lagunas. La mineralización en la ‘veta Peggy’ (Lámina 23a) consiste en una brecha hidrotermal (*pebble dyke*) mesotermal, polimetálica, pórfido-relacionada, de casi 10m de espesor. También existe una chimenea de brecha intrusiva mineralizada, dominada por fragmentos de esquistos de la roca caja, expuesta por 35m en un corte de carretera, 1.5km al Norte de la mina Peggy (Lámina 23c) (6). En el área minera también se observaron vetas y diques de brecha con mineralización. La mineralización es compleja, polimetálica, tipo veta/stockwork y en brechas, con los siguientes minerales de mena reportados: calcopirita, pirrotina, arsenopirita, pirita, marcasita, estannita, casiterita, esfalerita, bismuto nativo, bismutinita, wolframita y galena. Los valores de Zn y Cu alcanzan el 2%, y el Pb 1%; estos metales han sido extraídos en este siglo.

Cerca de Peggy se encuentran los trabajos de Ayllón-Santa Bárbara, los cuales tienen valores de hasta 2113ppm Cu, 17300ppm Pb y 30700ppm Zn (6). Fierro Urcu (p.83), cerca de Saraguro, es un prospecto de metales preciosos y Cu-Mo pórfido-relacionado. Más al Sur, Los Juanes al Sur de Catamayo fue reportado por Wolf (1892) como un depósito de cobre pórfido-relacionado. Hacia el Sur, **Uritohauser** (**79°21’40’’W, 3°51’10’’S**) es un prospecto de Pb-Zn pórfido-relacionado, cercano al contacto entre una intrusión de granodiorita y rocas volcánicas andesíticas. La mineralización ocurre como vetas de cuarzo asociadas con diseminados de galena, esfalerita, pirita y calcopirita (INEMIN-Misión Belga, 1988). En el extremo Sur, el prospecto Río Isimanchi entregó valores de hasta 3626ppm Cu, 1318ppm Pb y 10457ppm Zn (6).

El prospecto de pórfido cuprífero **El Hito** (**7690-95440**) se encuentra en el Sureste del área donde un granito porfirítico de grano grueso es intruido por pórfidos con cuarzo-feldespato y piroxeno-hornblenda. La alteración consiste en un halo propilítico exterior con un núcleo de sericita-pirita (Gemuts et al., 1992).

En el sector de El Oro existen muchos prospectos polimetálicos relacionados a intrusiones de pórfidos, estos incluyen al área de Cerro Pelado (p.84) y el distrito minero Zaruma-Portovelo (INEMIN- Misión Belga; Van Thournout et al., 1991).



Lámina 23. Mineralización de alto-nivel.

(a) Vista NW a la mina Peggy con el granito masivo Tres Lagunas en primer plano y, un granito mineralizado, cizallado en el área de la mina (fotografía: R. A. J.).

(b) Prospecto epitermal Gima-Cerro Colorado: una brecha porfídica, silicificada, piritizada y lixiviada con ácido (fotografía: R. A. J.).

(c) Fractura manchada con malaquita, cortando una brecha intrusiva en una galería al nivel de la carretera, en el banco Este del Río Santa Bárbara, Quebrada Reote, área de la mina Peggy (fotografía: R. A. J.).

MINERALIZACIÓN SKARN-RELACIONADA DE Cu-Pb-Zn

En el batolito Zamora, los prospectos Zumbi y María Elena son reportados como skarns con magnetita-cobre-oro (comunicación oral, A. Hirtz). En la mina Campanilla, bloques gruesos de calcopirita y pirita fueron descubiertos en 1991 (comunicación oral, A. Rogers). Calcopirita, esfalerita y galena fueron reportadas de Nambija (McKelvey, 1991).

En los campos de skarn del Norte de la Cordillera Real, pequeñas mineralizaciones de Cu-Pb-Zn son visibles en varios lugares (Lámina 19b), particularmente en el campo El Placer (p.34) donde los análisis entregaron valores de hasta 1347ppm Cu (de una turmalinita), 278ppm Pb y 4279 ppm Zn (2). El valor de Zn, de hasta 578ppm (3) es elevado en el campo Urcucocha (Figura 19); bloques en el Río Quijos con material de vetas de cuarzo-calcita, probablemente de la misma fuente, entregan valores de hasta 7189ppm Zn (4). Más al Norte, muestras del campo de skarn Sara Urcu (**1717-99888**), entregan valores de hasta 591ppm Zn (3), y en el extremo Norte, un bloque de corneana con granate de la Quebrada La Industria (**2181-00454**) entregó 4% Zn (4). Por tanto, de los tres metales base mayores, el cobre parece estar asociado con los campos de Nambija, y el Zinc con los campos del Norte.

MINERALIZACIÓN DE Cu-Pb-Zn RELACIONADA CON INTRUSIONES DE GRANODIORITA

En el área del Río Ishpingo, a lo largo de la vía Gualaceo-Limón (p.86), se registró un valor de 2346ppm Cu de una muestra de granodiorita piritizada e hidrotermalmente alterada del plutón Ishpingo (6). En el valle Alao, el plutón Alao tiene trazas de mineralización de Cu (Figura 16) (2), y también, hacia el Norte, en la Quebrada Quishpe (p.86) donde existe calcopirita y malaquita en vetas auríferas (6). En la misma región, la mina Agua Santa (Figura 16) es un pequeño depósito de cobre (6) posiblemente relacionado con el adyacente plutón Pungalá. También hay una zona mineralizada de 200m en el plutón Amaluza (6). Los plutones Ishpingo, Pungalá y Amaluza han sido datados en ca. 40 Ma, posiblemente el plutón Alao tiene la misma edad.

Trazas de Cu han sido notadas en el plutón jurásico Azafrán a lo largo del Río Oyacachi (3). Trazas similares fueron notadas en la granodiorita cretácica Pimampiro (1), mientras que mineralización de Cu-Zn ocurre en las capas de granito cortando rocas metamórficas cercanas (1, 6). Hay muchas ocurrencias de mineralización de metales base en el batolito Zamora lejos de las principales regiones de oro; una veta en la monzonita Rosa Florida entregó 0.1% Cu y 0.1% Zn (4).

MINERALIZACIÓN DE Cu-Pb-Zn EN VETAS MESOTERMALES DE CUARZO

Numerosos prospectos polimetálicos y manifestaciones relacionadas con vetas mesotermales de cuarzo cortan las rocas metamórficas, puede demostrarse que algunas de ellas son de tipo-alojadas en zonas de cizalla. En el Norte de la Cordillera Real, se notaron trazas en la zona de cizalla Cofanes (4); en las rocas-verdes Upano cerca de la confluencia Oyacachi/Santa María (Lámina 4b) (3, 6); y cerca de la Laguna Atillo (6). En las rocas del Cerro Hermoso existe una pequeña mineralización de Cu-Zn y evidencia de antiguos trabajos (Figura 11) (2).

En el nacimiento del Río Palora, la legendaria **mina Condorazo** (**78°24’50’’W, 1°44’05’’S**) (Navarro, 1986) está ubicada (6) cerca de la zona de cizalla Baños. La veta, con un empinado buzamiento, es algo discontinua, pero puede ser rastreada a lo largo del rumbo por más de 200m, además, es semiconcordante con la roca caja (el granito cizallado Tres Lagunas). A lo largo del rumbo hacia el Sur se encuentra la serie de vetas con Cu-Pb-Zn que constituyen el prospecto El Placer (1, 4), una muestra de éstas entregó un valor de 3170ppm Pb (4). A lo largo del rumbo hacia el Norte se encuentran las vetas con Zn-Cu cerca del túnel Agoyán (1), en una zona de alteración que cruza hacia el banco Sur del Río Pastaza (6). Hacia el Oeste existen vetas polimetálicas en las minas Cruzacta y Curiayana, cerca de Alao (6).

En el **prospecto Chigüinda** (**78°43’45’W, 3°12’40’’S**), por alrededor de 2km a lo largo de la vía entre Chigüinda y el puente del Río Blanco, existen esquistos micáceos variablemente alterados y mineralizados de la unidad Chigüinda (6). La mineralización consiste en fracturas con revestimiento y vetas de cuarzo con sulfuros (galena, esfalerita y molibdenita); los análisis entregan valores de hasta 224ppm Cu, 2030ppm Pb y 216ppm Zn (6). Las texturas del cuarzo de veta generalmente son tipo-vuggy, indicando condiciones epitermales-mesotermales, pero también existe cuarzo de veta blanco-lechoso, masivo. No es claro si la mineralización está relacionada con zonas de cizalla o con pórfidos.

OTRAS MINERALIZACIONES DE Cu-Pb-Zn

Se observó una pequeña mineralización de cobre en las serpentinitas de la unidad Peltetec en el valle Huarguallá (Figura 16); una muestra con 1.5% Cu (1). Existen reportes de mineralización de cobre en el complejo máfico-ultramáfico Tampanchi.

Se observó una débil mineralización de galena en los mármoles cerca de los metavolcánicos de la unidad Isimanchi, en la ruta de Valladolid a El Porvenir (2).

GEOQUÍMICA DE Cu-Pb-Zn DE SEDIMENTOS FLUVIALES

Las anomalías más altas de cobre de 8067ppm y 2629ppm son de los cauces en el área de El Oro que drenan al Sur en el Río Jubones desde los prospectos La Tigrera, La Playa y La Banda, estos se encuentran fuera del mapa acompañante. Otros clústers elevados de Cu-Pb-Zn son cercanos al área de los prospectos Cerro Pelado y Cerro Azul, con valores más altos de 296pm Pb y 292ppm Zn.

El valor más alto de cobre en la Cordillera Real fue de 865ppm en un tributario occidental del Río Yacuambí. Un cauce cercano entrega 605ppm Cu y 394ppm Pb. Un valor de 740ppm Zn se registra de un tributario del Río Paute que drena hacia el Oeste, en donde este Río fluye hacia el Norte. Existen otros valores de Zn >200ppm de cauces similares que drenan hacia el Oeste a lo largo de este tramo (ver también las anomalías del mapa geológico No. 72 de DGGM). El valor más alto de plomo en la cordillera fue de 435ppm de un cauce cercano a la mina Peggy.

Cadmio (Cd)

Muestras de la mina Peggy tienen hasta 2650ppm Cd (3), éstas parecen ser las primeras ocurrencias de cadmio registradas en la Cordillera Real. Los análisis del prospecto Guarumales (p.95) entregan hasta 730ppm Cd, y de Chinapintza 410ppm Cd. La muestra mineralizada con Zn de la Quebrada la Industria tiene 494ppm Cd.

El valor más alto de cadmio, 10.8ppm, de sedimentos fluviales viene de un tributario (del Río Paute) que fluye hacia el Norte. Un cauce cercano entregó 6.4ppm Cd, ambos están asociados con altos valores de zinc.

METALOIDES Y MERCURIO

Existen pequeños trabajos de antimonio y mercurio, y algo de potencial para el bismuto en el área de la Mina Peggy.

Antimonio (Sb)

La **mina El Antimonio** se ubica en El Oro, en el área del Cerro Pelado, en la Quebrada Guayabo (**6272-95043**). La principal galería abandonada está dentro del granito cizallado, con textura granular, de Limón Playa (7). La veta mineralizada es de casi 40cm de ancho y contiene cuarzo masivo y oqueroso (*vuggy*) con estibina gruesa. Son comunes los bloques rodados de brecha con turmalina. El área fue trabajada para antimonio por la Compañía Ecuaba, pero, se ha obtenido de la veta valores de oro de hasta 14ppm.

La **Mina Loma Larga** está en El Oro, cerca del pueblo Loma Larga en las partes superiores de la Quebrada Lozumbe (aproximadamente **6450-95880**). La mina estaba siendo rehabilitada en 1991. Muestras de los vertederos contienen cuarzo de veta con estibina oquerosa masiva a cristalina, alojado en una cuarcita. Las rocas de caja son cuarcitas y granitos cizallados de la unidad Moromoro (7). Similares vetas de cuarzo con estibina han sido reportadas de la Quebrada El Oso, un tributario del Río Moromoro.

En la Cordillera Real, los minerales de antimonio boulangerita, polibasita y freieslebenita, fueron reportados de San Bartolomé (UNDP, 1972), y sulfosales de antimonio están presentes en Pilzhum (Wolf, 1892; Goossens, 1972a). Valores de hasta 4900ppm Sb fueron obtenidos de vetas de cuarzo-arsenopirita del área de Santa Bárbara-Río Ayllón (3); también se observó boulangerita y bournonita. En la adyacente área Mina Peggy, se encontró en rocas mineralizadas valores de Sb de hasta 207ppm, y 244ppm en muestras de la cercana Quebrada Reote (6).

También en la Cordillera Real, valores de hasta 1228ppm Sb fueron obtenidos de sulfuros masivos de Guarumales (6) (p.95), y hasta 402ppm Sb del prospecto Río Isimanchi en el extremo Sur.

Los valores de Sb que superan el límite de detección (5ppm) son graficados en los mapas acompañantes. Los valores más altos de sedimentos fluviales están cerca de la conocida mineralización de Sb en El Oro, alcanzando un máximo de 286ppm. En la Cordillera Real, el valor más alto, 171ppm, es del cauce de Peltetec que drena en la principal ofiolita.

Arsénico (As)

La arsenopirita es común en muestras mineralizadas del área de la Mina Peggy en la Cordillera Real. También es común río-arriba en el área de Santa Bárbara-Ayllón, donde está asociada con metales base y preciosos; los análisis entregan más de 2000ppm As (3, 6). La mineralización es considerada como mesotermal y probablemente es pórfido-relacionada (6). Un valor de 1143ppm As fue obtenido de una muestra de brecha dacítica, piritizada, clasto-soportado, de grano grueso, en el prospecto Loma del Loro, cerca de Saraguro (p.82). Muestras del prospecto de sulfuros masivos volcanogénicos en Guarumales (p.95) entregan valores de As mayores que 2000ppm (6). También se realizaron análisis (6) de rocas asociadas con los hidrotermalmente alterados y mineralizados volcánicos y pórfidos dacito-riolíticos, y de intrusiones de granodiorita granular con biotita-hornblenda y sus respectivas aureolas hornfélsicas.

El valor más alto de sedimentos fluviales en la cordillera es de 537ppm, cerca de la Mina Peggy. Sin embargo, en El Oro, tres muestras tienen valores cercanos a 2000ppm As, una del Río Santa Rosa y las otras del Río Caluguro/Viron. En general, en el cinturón El Oro parece existir una buena correlación entre el arsénico y el oro, los valores más altos fueron registrados de muestras cercanas al contacto entre las rocas del complejo metamórfico y las rocas ígneas cenozoicas, particularmente en las áreas mineras de Cerro Pelado y Cerro Cangrejos.

Bismuto (Bi)

Este metal se encuentra en la tetraedrita en Pilzhum (Putzer y Schneider, 1958) y, como bismuto nativo y bismutina en la Mina Peggy (de Coster, 1986). Las muestras de minerales del Proyecto de esta mina entregan valores de hasta 5800ppm Bi (3, 6). Se ha obtenido valores de hasta 56ppm Bi de muestras mineralizadas de otras partes.

El valor más alto de bismuto de sedimentos fluviales en la Cordillera Real es de 83ppm del cauce de Peltetec que drena en la ofiolita (**7717-97946**). En El Oro, se alcanza las 104ppm donde se encuentran valores altos alrededor de la mina Cerro Pelado.

Mercurio (Hg)

Ribadeneira (1960) reporta mineralización de mercurio en el Cerro Huaizhun cerca de la ciudad de Azogues (Azogue se traduce como mercurio). Esta ubicación fue previamente trabajada para mercurio (Chacón, 1986), probablemente de mineralización epitermal. Es mostrada en la carta geológica No. 73 de la DGGM, citada por Goossens (1972a), y fue parte del área estudiada por UNDP (1972). Wolf (1892) reporta mercurio nativo del aluvión en el área de Collay (**78°40'W, 2°53'S**).

Teluro (Te)

El cauce de Peltetec entregó valores de sedimentos fluviales de 123ppm Te. En El Oro, tres muestras de sedimentos fluviales del área de Cerro Pelado entregaron 28-47ppm Te.

METALES RELACIONADOS CON INTRUSIONES MÁFICAS Y ULTRAMÁFICAS

No se han realizado trabajos de minería de estos metales, pero varias intrusiones máficas-ultramáficas han sido descubiertas y las ocurrencias de metales relacionados se enlistan a continuación. Se considera que el potencial económico es bajo.

Metales del grupo del platino (Platinum group metals-PGM)

Concesiones de oro y platino aluvial fueron desarrolladas entre 1900 y 1920 en el área de Río Pindilig-Río Cochicorral, al Este de Azogues (Navarro, 1986, Vol. 3, Apéndice). Estos ríos drenan hacia el Este a través del complejo máfico-ultramáfico Tampanchi reconocido por el Proyecto (2; Pozo, 1990), el cual es una posible fuente del platino aluvial y del oro que se reporta en esta área. Subsecuentes investigaciones con fines comerciales han entregado valores de hasta 1980ppb Pt y 2568ppb Pd de concentrados de batea, y 205ppb Pt y 260ppb Pd de suelos (comunicación oral, A. Hirtz).

Cromo (Cr)

Se ha identificado cromita en rocas ultramáficas de la Cordillera Real (4), pero los análisis indican valores de hasta 4079ppm, lo que es normal para las ofiolitas a nivel mundial (Hutchison, 1983). Se ha reportado bloques de cromita de los cerros cerca del Río Zula (**78°40'W, 2°15'S**) (comunicación oral, A. Hirtz), se ha identificado fuchsita (moscovita con cromita) en las rocas ultramáficas, cuarcitas y mármoles impuros.

Valores más altos en sedimentos fluviales y concentrados de batea pueden ser generalmente relacionados con complejos máficos-ultramáficos (ver mapas acompañantes). En Tampanchi, los concentrados de batea entregan hasta 9842pp Cr, los suelos 4863ppm (comunicación oral, A. Hirtz). Un valor de sedimentos fluviales de 1820ppm de la Quebrada Las Palmas (**6112-96045**) del sector El Oro puede ser relacionado con la serpentinita El Toro (7).

Níquel (Ni)

Al igual que el cromo, los valores de níquel de rocas ultramáficas de la región, los cuales llegan hasta 2000ppm, son normales para las ofiolitas a nivel mundial. Vetas de cuarzo con material meteorizado rojizo cortan las cuarcitas del terreno Guamote en Ambuquí y entregan 742 ppm Ni (1).

La Quebrada Las Palmas (El Oro) tiene sedimentos fluviales con 1696ppm Ni, valor coincidente con la anomalía de Cr (arriba). El cauce que drena la ofiolita Peltetec en Peltetec entregó 759ppm Ni.

Sauer (1965) reportó 1.5% Ni de las ofiolitas en el 'Río Mulatos'. Se cree que estos afloramientos se encuentran en el Río Parcayacu, río-arriba desde la confluencia del Mulatos, pero esta sección no fue recorrida por el Proyecto.

La rápida tasa de levantamiento y erosión de la Cordillera Real no permite la estabilización de un perfil de meteorización laterítico tropical y la subsecuente formación de lateritas niquelíferas.

Cobalto (Co)

Un valor de 236ppm Co fue detectado en un bloque de skarn en el Río Quijos arriba de la confluencia del Papallacta (**8372-99520**) (3). El cobalto varía entre 100-150ppm en rocas ultrabásicas (p.124).

Para sedimentos fluviales, valores más altos de Co son coincidentes con aquellos de Cr-Ni (arriba). La Quebrada Las Palmas (El Oro) entregó 164ppm Co, y el cauce Peltetec 56ppm.

Vanadio (V)

Los valores de vanadio varían entre 239-409ppm en las muestras de la anfibolita Panupali en El Oro (p.133). En el campo de skarn Urcucocha, se detectaron valores de vanadio de 334ppm y 289ppm de aquellos skarns con alto molibdeno (3). Se obtuvo un valor de 326ppm en un granitoide Zamora, y 244ppm V de un granito con granate cerca de Oyacachi (4). El valor más alto de sedimentos fluviales es de 606ppm V, detectado en la Quebrada Curispe, un tributario del Yacuambí. Altos valores de vanadio de sedimentos fluviales también fueron encontrados en el sector del Río Vergel en el Sureste de la Cordillera Real.

Titanio (Ti)

En la Cordillera Real, una ocurrencia de mineralización de titanio es mencionada en la carta geológica No. 71 de la DGGM. Grandes cristales de rutilo (de hasta 4cm de longitud), rojos parduscos, fueron encontrados aislados en un gneis pegmatizado al Este de Monte Olivo, una ocurrencia clasificada sólo como una curiosidad mineral (5). Los valores de sedimentos fluviales de Ti de hasta 1.04% corresponden a los altos valores de vanadio del área del Río Vergel (arriba).

METALES FERROSOS

No se conocen grandes depósitos de estos metales; existen pequeños trabajos de manganeso.

Hierro (Fe)

Minerales con hierro han sido reportados en las siguientes cartas geológicas de DGGM/INEMIN/CODIGEM, en la Cordillera Real:

Goetita	No. 86
Magnetita	No. 71
Pirita	Nos. 57, 72, 75, 85, 90, 96, 99, 100, 101, 102
Glauconita	No. 102
Limonita	No. 96

La magnetita es común en los campos de skarn de la cordillera. En el Sur, los prospectos Zumbi y María Elena son esencialmente skarns con magnetita-Cu-Au, mientras que aquellos del Norte han sido clasificados como tipo-cálcico-magnetita de Einaudi et al. (1981). Existen bloques rodados con magnetita en los cauces que drenan en los campos de skarn del Sur, e.g. Quebrada Cambana cerca de Nambija (6); las quebradas adyacentes tienen nombres como Quebrada Hierro y Quebrada Fierro (iron streams en inglés). No se han encontrado grandes bloques rodados de rocas de magnetita en los cauces que drenan en los campos de skarn del Norte.

Existen bloques rodados con magnetita en el Río Yacuambí. Algunos son derivados de los Ríos Espadilla y Campana Urcu que forman el tributario Río Ortega (4). Otros vienen del tributario Río Cambana, más río-abajo, y están asociados con rocas hornfélsicas piríticas (2). Rodados de magnetita también fueron detectados en el Río Ayllón (6). Vetas con hematita especular fueron reportadas de los cerros al Oeste de Cerro Pan de Azúcar y al Oeste de Limón (comunicación oral, L. Torres).

Grandes cantidades de magnetita octaédrica se encuentran en la arena negra en el Río Arenillas, río-abajo de la represa Tahuín en El Oro (7). Probablemente, la magnetita se derivó de la meteorización de las harzburgitas serpentinizadas de la unidad El Toro, pero es improbable que sea de interés comercial.

Se encuentra pirita frecuentemente y está bien desarrollada en los depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos de Mina Pilas y Guarumales (Lámina 18).

Manganeso (Mn)

En la Cordillera Real se mencionan ocurrencias de manganeso en las cartas geológicas Nos. 55 y 96. Pequeños depósitos cuaternarios de manganeso tipo-wad están asociados con fuentes termales carbonatadas en el valle del Río Pun cerca de El Carmelo en el extremo Norte de la Cordillera (6).

En el área de El Oro existen trabajos abandonados de manganeso, a veces referidos como Mina Sacachispas (**6365-96296**). La roca caja está formada por metasedimentos silicificados de la mélange Palenque. De acuerdo con Harrington (1957) la 'mina' consistía en lentes de cuarzo con cantidades importantes de rodonita rosada masiva y psilomelana negra. Los lentes más grandes medían casi 6 × 2 m, y probablemente no tenían potencial comercial, excepto, posiblemente, para fines ornamentales.

METALES RELACIONADOS CON GRANITOS

No se han realizado trabajos mineros para estos metales. Durante el Proyecto se descubrió trazas de mineralización de estaño y tungsteno relacionadas con la cadena regional de granitos tipo-S, pero no existen indicaciones de depósitos de interés comercial.

Molibdeno (Mo)

En la Cordillera Real se menciona mineralización de molibdeno en las cartas geológicas Nos. 39, 56, 72 y 73. Se ha identificado molibdenita en varias localidades, en algunos lugares asociada con ferrimolibdita.

Mineralización de Mo fue descubierta en los campos de skarn del Norte (3): de la cima del campo Urcucocha al Este de Urcucocha (Figura 19) la pared expuesta (Lámina 5c) contiene principalmente un masivo skarn verde epidótico con una foliación de fractura subhorizontal. En el afloramiento, con una distancia lateral de más de 2m, pero probablemente menor a 10m, se encuentra molibdenita fina, diseminada, asociada con vetillas filiformes de carbonato, junto con grandes cristales de pirita (de hasta 1cm). Los análisis entregan valores de 5092ppm y 3383ppm Mo. Esta mineralización fue descubierta a lo largo de la única travesía realizada hasta ahora a través de este campo de skarn. Otros campos de skarn del Norte tienen estas indicaciones de Mo: una muestra de Sara Urcu entregó 556ppm Mo (4), mientras que el valor más alto del campo El Placer fue de 113ppm Mo (2).

Existen varias indicaciones de Mo en el extremo Norte de la Cordillera, incluyendo a valores de Mo mayores que 10ppm en sedimentos fluviales. Aproximadamente 3km al Este de Monte Olivo, en el Río San Miguel (**77°50'10''W, 0°23'15''N**), una exposición de una roca café-amarilla, con tonos de óxidos de hierro está relacionada con una masiva veta de cuarzo deformada y discordante que contiene abundante pirita y, con menor frecuencia, granos de molibdenita con su característico producto amarillo de alteración ferrimolibdita (6). La veta tiene decímetros de espesor y un análisis registró 964ppm Mo. En el mismo río cerca de Monte Olivo existen bloques de pegmatita con molibdenita y calcopirita, y una roca de feldespato granular con *blebs* de pirita y molibdenita (6, INEMIN-Misión Belga, 1988). No es claro si estas manifestaciones de Mo tienen alguna relación con las pegmatitas encontradas en esta área al Este de Monte Olivo. También fueron observadas hojuelas de molibdenita en pequeñas vetas de cuarzo cortando la zona máfica de contacto (gabro pegmatita) del plutón Chingual, a lo largo de la antigua vía de Santa Bárbara a La Bonita (1). Más al Sur, Ribadeneira (1960) reporta molibdenita en pegmatitas cerca de la Hacienda Ilade, Río Anzu.

En el Sur, en una localidad dentro de una zona alterada y mineralizada de aproximadamente 2km de ancho, denominada el prospecto Chigüinda, existen hojuelas de molibdenita en una masiva, blanca veta de cuarzo que corta esquistos micáceos fuertemente alterados (p.97). El análisis de una muestra entregó un valor de 4396ppm Mo (6). Más al Sur, se observó molibdenita en vetas de cuarzo oqueroso en una zona similarmente alterada y mineralizada a lo largo de la vía San Antonio al Sureste de Yangana (6). En las cercanías del Río Chiriguana un valor de 107ppm Mo fue obtenido de una muestra de esquisto con tonos de óxido de hierro que contenía un grueso cuarzo oqueroso de veta y también pirita (6).

Fierro Urcu es un prospecto de vetas con metales preciosos y Cu-Mo pórfido-relacionado, 14km al Suroeste de Saraguro (p.83). Se encuentra molibdenita en una veta de cuarzo (*veta ancha*) asociada con otros sulfuros y sulfosales (INEMIN-Misión Belga, 1988). Trazas de molibdenita también fueron reportadas del prospecto Uritohauser más al Sur (p.95), asociadas con mineralización de Pb-Zn tipo-alojada en fallas (INEMIN-Misión Belga, 1988).

Otras localidades con valores de Mo son: hasta 76ppm Mo del prospecto VMS Guarumales (6); hasta 90ppm Mo de la granodiorita Ishpingo alterada y mineralizada con sulfuros, a lo largo de la vía Gualaceo-Limón (6); hasta 118ppm Mo de muestras mineralizadas del área de la Mina Peggy; y hasta 56ppm de volcánicos porfídicos, dacíticos, piritizados y alterados en las áreas de Cerro Pucurcu Grande-Atillo (6).

En la Cordillera Real, el valor más alto de molibdeno, 112ppm Mo, en sedimentos fluviales es de la Quebrada Napurca, Río Yacuambí (**78°51'W, 3°45'30''S**). De los otros valores de Mo de sedimentos fluviales y minerales pesados que se colocaron en el mapa acompañante, existe un interesante clúster de muestras recolectadas de los cauces que drenan hacia el Norte en el Río Isimanchi en el extremo Sur. Posiblemente están relacionados con mineralización en fases felsíticas de alto-nivel dentro del plutón Portachuela. En El Oro el valor más alto de sedimentos fluviales fue de 128ppm Mo del Río Mollepungu.

Estaño (Sn)

En la Cordillera Real se menciona mineralización de estaño en las cartas geológicas Nos. 55 y 75.

Se ha reportado casiterita y estannita del área de la Mina Peggy (de Coster, 1986), se ha recuperado casiterita de sedimentos fluviales de las cercanías. En el área de la mina el Proyecto obtuvo valores de hasta 7684ppm Sn (3).

La casiterita y scheelita son abundantes en los concentrados de batea del Río Pichinal al Este de Saraguro (3, 6), una ocurrencia descubierta por UNDP (1972). No se ha encontrado casiterita en los tributarios adyacentes del Río Casaturu. Probablemente su ocurrencia está relacionada con diseminaciones, pegmatitas o vetas localizadas, asociadas con el adyacente granito tipo-S Tres Lagunas.

Muestras de pegmatita de turmalina del cinturón Monte Olivo al Sureste de San Gabriel, al Este del Río Minas, entregaron 17 y 33ppm Sn (4), mientras que un valor de 63ppm Sn es reportado de una muestra de ‘greisen’ con moscovita-turmalina de las cabeceras del Río Cuyes (3).

Existen algunos valores de Sn mayores que 20ppm en sedimentos fluviales, y 10-120ppm en minerales pesados. Cuando se los ubica en los mapas acompañantes, estos podrían ser relacionados con los granitos Tres Lagunas/Moromoro. A nivel mundial, es común la mineralización de estaño en granitos tipo-S similares.

Tungsteno (W)

En la Cordillera Real se menciona mineralización de tungsteno en las cartas geológicas Nos. 55, 58 y 75.

Existe tungsteno en muestras mineralizadas del área de la Mina Peggy, con valores de hasta 5979ppm W (3). Se ha identificado wolframita conformando el 60-70% de ferberita.

Valores de hasta 444ppm W fueron obtenidos de muestras del prospecto VMS Guarumales (p.95). Un valor de 59ppm W fue obtenido de bloques de esquisto color gris-verde, con tonos de óxido de hierro, del Río Agua Clara, aproximadamente 10km al Oeste de Santa Bárbara en el extremo Norte de la Cordillera Real (6).

Existe una anomalía de sedimentos fluviales de 600ppm W de la Quebrada Napurca, un tributario del Río Yacuambí; y una de 405ppm del Río Mollepungu en el sector de El Oro (**6494-96340**) (7).

Otras ocurrencias se encuentran como scheelita en concentrados de batea (4). Los diagramas de muestras con más de 100 granos caen en un clúster en el sector del Río Oyacachi-Río Papallacta del Norte de la Cordillera Real y atraviesan el contacto de las unidades Tres Lagunas y Chigüinda en el Sur. La scheelita probablemente se derivó del granito Tres Lagunas y/o de los cercanos pórfidos más jóvenes.

METALES RAROS

Se han encontrado trazas de estos metales, pero se considera que el potencial de encontrar grandes depósitos es bajo.

Tierras raras (REE)

Goossens (1972a) reportó una posible ocurrencia de torianita de minerales pesados de sedimentos fluviales del Río Verde cerca de Baños.

En el Sur del área, los concentrados de minerales pesados muestran, por análisis de XRF, un clúster de alto contenido de cesio, torio, itrio (y rubidio) en los cauces que drenan hacia el Norte en el Río Isimanchi, en el sur del área. Estarían relacionados con mineralización de alto-nivel dentro del plutón Portachuela.

El itrio en sedimentos fluviales varía hasta las 64ppm. En la Cordillera Real el lantano alcanza las 54ppm, pero es más alto en El Oro, con un valor máximo de 432ppm en la Quebrada Canoas (**6050-95942**) (7). Los altos valores de lantano en El Oro reflejarían la presencia de minerales enriquecidos en REE, como la monacita, probablemente derivados de los granitos Moromoro.

En rocas, los valores más altos de Ce (105ppm), Y (62ppm) y Th (30ppm) vienen de granitos (p.134). Es interesante notar que una fase diorítica del complejo máfico-ultramáfico Tampanchi tiene los valores más altos de lantano (44ppm) y elevados valores de Ce y Th. Se registró un valor de 38ppm Th de una veta polimetálica mineralizada del prospecto El Placer cerca de Alao, y 30ppm Th de un skarn de Sara Urcu (4).

Niobio (Nb)

Los altos valores de niobio coinciden con altos valores de REE en concentrados de batea, encontrados a lo largo de la travesía a través del plutón Portachuela (arriba).

MINERALES NO-METÁLICOS E INDUSTRIALES

No se encontró nuevas ocurrencias mayores de minerales no-metálicos e industriales, pero el siguiente inventario será útil para futuras investigaciones.

Asbesto

Pequeños bloques de asbesto tremolita y pequeñas vetas de asbesto antigorita son comunes en asociación con las serpentinitas en el Norte de la Cordillera Real. En el valle Huarguallá, en la base de la principal (Peltetec) serpentinita (Figura 16) existe una unidad de 5m que contiene asbesto crisotilo tipo *slip-fibre* bien desarrollado (2). Esto pasa hacia arriba a una serpentinita más masiva en la que el asbesto forma un stockwork. En la misma área, a lo largo de la vía Alao hacia el Norte, bloques rodados contienen pequeñas vetas de asbesto azul.

Barita/bario

Actualmente, baritas de origen hidrotermal son trabajadas en el área del Río Bomboiza, con una producción en la región de 6000 toneladas por año (Delbridge y Robertson, 1992).

En la Cordillera Real también se menciona mineralización de bario en la carta geológica No. 72. Wolf (1892) reportó barita de la mina de plata Pilzhum, donde se confirmó que se encuentra como cristales laminares finos a gruesos en vetas epitermales.

Se obtuvo altos valores de Ba de muestras de las siguientes mineralizaciones epitermales (6): Satunsaray-Cuchil (841ppm); Collay (450ppm); Loma Quipal (1002ppm); y Cerro Colorado-Gima (758ppm). Muestras con mineralización pórfido-relacionada tienen valores de Ba de (6): Mina Peggy (437ppm); Loma del Loro (439ppm); y Cerrro Puglla (408ppm). Un valor de 1105ppm Ba fue detectado en una muestra del prospecto VMS Guarumales (6); mientras que una granodiorita milonítica mineralizada de las cercanías de La Bonita entregó un valor de 442ppm Ba (4).

El valor más alto de bario de sedimentos fluviales fue de 860ppm, aguas arriba del Río Chicana (**78°49'W, 3°40'30''S**). Esto coincide con el pico más alto de bario en el análisis XRF de minerales pesados.

Carbonato

Se ha trabajado travertino en Zula y Baeza, otras ocurrencias son mencionadas en las cartas geológicas de DGGM/INEMIN/CODIGEM y en los mapas de campo del Proyecto.

Calizas y mármoles se encuentran en la Cordillera Real. Las calizas negras son abundantes en la Formación Napo a lo largo del cinturón Subandino. Grandes espesores de mármol azul a blanquecino, perteneciente a la unidad Isimanchi, se encuentran en el banco Este del Río Isimanchi; al Sur del pueblo de Isimanchi; y al Este de Valladolid en la ruta hacia Porvenir (2). Bandas de mármol son accesibles a lo largo de los Ríos Paute, Zula y Negro, al Oeste de Méndez (2). Existen bloques rodados de mármol blanco en el Río Diviso (3). Los mármoles negros del Cerro Hermoso forman parte de una secuencia de 500m (2). Existen dolomitas fuchsíticas impuras en el Río Cosanga (3).

Pequeñas vetas de calcita son ubicuas, especialmente en las rocas-verdes. En la sección de canal del valle Huargualllá (Figura 16) se puede obtener cristales de calcita de hasta 30 × 20 × 20 cm, pero estos no tienen calidad de espato de Islandia.

Corindón

Goossens (1972a) menciona un reporte de Yantis (1943) de corindón diseminado en una sienita alterada localizada en Ludo, casi 8km al Sureste de San Bartolomé. Esta ocurrencia no ha sido confirmada.

Diatomita

Se registran ocurrencias en las cartas geológicas Nos. 56, 57 y 71; Goossens (1972a) menciona una ocurrencia de diatomita cerca de Loja.

Feldespato

Se extrae feldespato de la Mina Jerusalem, 1-2km al Sur del pueblo de Marcabelí en El Oro (**6220-95800**). Los trabajos se ubican dentro del granito Marcabelí. Cerámica Andina CA trabaja en las vetas con feldespato pegmatíticas, leucocráticas, alteradas, para su uso en la industria de la cerámica. Aproximadamente 4000 a 5000 toneladas de material son removidas anualmente, con reservas estimadas de casi 80000 toneladas (7).

En la Cordillera Real, se registra feldespato en las cartas geológicas Nos. 75 y 76. Rocas con abundante feldespato incluyen a las cuarzosienitas y cuarzomonzonitas del plutón Rosa Florida, y a varios diques microfeldespáticos, aplogranitos, aplitas y pegmatitas mencionadas en los reportes de campo del Proyecto. Es improbable que sean de interés económico.

Fluorita

Este mineral ha sido descrito en el Cerro de Santa Cruz (Cerro Minas) cerca de Malacatus (Wolf, 1892; Goossens, 1972a). Muestras de fluorita morada fueron encontradas en Cerro Minas (p.95) (6) en asociación con vetas de cuarzo, también se encontró fluorita como masas irregulares, pero más pequeñas, dentro de un dique de traquita.

Granate

El granate es un mineral frecuente, a veces los habitantes locales se refieren a éste como 'rubí'. No se ha encontrado granates con calidad de gema.

Las rocas de granate de alta pureza pueden ser encontradas en el área de Nambija y en los campos de skarn del Norte. Bloques de granatita fueron observados en el Río Blanco (Chigüinda) y en la confluencia de los Ríos Ayllón y Santa Bárbara (7).

Granates idioblásticos, euhedrales, de hasta 3cm, están presentes en bloques rodados del Río Collanes, el cual drena en el Río Palora desde el Norte. Reportes locales indican que granates ('rubíes') de hasta 5cm pueden ser lavados en la Quebrada Culebrillas cerca de La Bonita.

Gemas y curiosidades minerales

Megacristales de **rutilo** rojo pardusco de hasta 4cm y cristales euhedrales, verdes, semitranslúcidos de **zoisita** fueron encontrados en las pegmatitas al Este de Monte Olivo (3). Existe una ocurrencia de **lazulita** (aluminofosfato-Fe, Mg) color azul-cielo en las cabeceras del Río Sardinas Chico (Van Thournout y Piedra, 1986), y bloques, posiblemente de esta fuente, son vistos en el Río Quijos abajo de Borja.

En El Oro, se ha detectado **topacio** en lámina delgada (7), en una fase leucocrática, de dos micas, del granito Marcabelí en el banco Sur del Río Puyango (**6172-957766**), y también en una fase del plutón El Prado en la Quebrada Usulaca (**6514-95838**). En la Cordillera Real, se encontró topacio en el estudio de minerales pesados (4). Dos ocurrencias de las cabeceras/divisoria de aguas del Río Sangurima están justo al Norte de la zona de greisen/pegmatita en el nacimiento del Río Cuyes; es probable una fuente tipo-greisen.

La **turmalina** (chorlo negro) es común en las pegmatitas y en vetas de cuarzo alojadas en el granito cizallado Tres Lagunas, en áreas de Saraguro a Gima; no se encontró cristales con calidad de gema.

Informes acerca de las **esmeraldas** aún deben ser confirmados geológicamente. Menciones acerca de la existencia de una mina perdida de esmeraldas localizada en la zona Subandina del Río Bermejo al Norte del Río Aguarico, se detallan en un artículo de revista (Krippene, 1960), y, aparentemente también son respaldadas por una reclamación minera presentada ante el Ministerio de Minas. Si se confirma tal ubicación, ésta podría representar una extensión de los campos colombianos de esmeraldas (e.g. Muzo) encontrados en aureolas de contacto alrededor de intrusivos terciarios que cortan a equivalentes de la Formación Napo, reconocidas por la presencia acompañante de pirita, barita y fluorita. Por otro lado, una mención más reciente en el periódico quiteño La Hora (17-19 Feb, 1992) indica la existencia de esmeraldas en pegmatitas en una localidad cerca de Chunchi, en la Sierra, a gran distancia del afloramiento más cercano de la Formación Napo.

Grafito

Goossens (1972a) enlista las ocurrencias de grafito en el Ecuador, y algunas en la Cordillera Real se encuentran en las cartas geológicas Nos. 56 y 57. Se ha reportado su explotación cerca de Sevilla de Oro (CLIRSEN, 1985). En toda la cordillera son comunes los esquistos, filitas, pizarras y lutitas grafíticos o carbonosos. Zonas enriquecidas fueron registradas en los mapas de campo del Proyecto, pero no se encontraron extensos depósitos de alto-grado.

Yeso

Este mineral es trabajado localmente en rocas terciarias de la cuenca Malacatus. Las ocurrencias en la Cordillera Real están registradas en los mapas geológicos Nos. 57, 73, 96 y 102. En la mina de azufre Shucos (Tixán) existen vetas de anhidrita fibrosa en riolitas brechas mineralizadas con azufre-pirita.

Fuentes termales

La ocurrencia y composición química de aguas termales es revisada en Grys et al. (1990) y Goossens (1972a). Las fuentes termales también están registradas en los mapas geológicos Nos. 71, 86 y 88.

Al Este de aquellas mostradas en el mapa de Grys et al. (1970) existe una línea de aguas termales que drenan al Este. De Norte a Sur, éstas se encuentran en Oyacachi, Papallacta, Baños y El Placer (nacimiento del Río Palora). Estas fuentes están cerca de la falla Baños y relativamente cerca de los centros volcánicos de Chacana, Antisana, Tungurahua y el Altar, respectivamente.

Caolín y otras arcillas

Las ocurrencias de caolín, bentonita y otras arcillas en el Ecuador son revisadas por Goossens (1972a). En la cordillera, se registra ocurrencias en las cartas geológicas Nos. 73, 75 y 96.

Arcillas plásticas, usadas en la manufactura de artículos sanitarios, son trabajadas en el área de Plan de Milagro cerca de Limón, donde los depósitos de illita han sido formados por la meteorización de las rocas metamórficas adyacentes.

Las cuencas sedimentarias terciarias de Cuenca y Loja contienen depósitos de caolín y bentonita, explotados desde tiempos pre-coloniales para industrias locales de cerámica. Estas arcillas están asociadas con rocas intrusivas y piroclásticas ácidas. Trabajos a pequeña-escala de caolinita fueron observados en el área de Shincata-Bestión (6), también se ha reportado producción en las áreas de Puyo y Azogues (Goossens, 1972a; Stoll, 1962).

Dentro de las rocas metamórficas, es común encontrar depósitos caoliníticos, meteorizados, derivados de intrusiones ricas en feldespato; algunos fueron registrados en los mapas y reportes de campo del Proyecto. En El Oro existen muchos trabajos a pequeña-escala los cuales explotan los productos de meteorización del granito Marcabelí para la construcción de tejas y ladrillos, particularmente alrededor de los pueblos de Balsas y Marcabelí (7).

Magnesita

Pequeñas vetas de magnesita son comunes en las serpentinitas de Peltetec, del Norte de la cordillera y de Tampanchi; pero no son de interés económico.

Mica

Pequeñas pegmatitas de una o dos micas se encuentran a lo largo de la Cordillera Real, sin embargo, los cristales de mica son de hasta 5cm de longitud y no son de interés económico.

Rocas ornamentales

Se ha descubierto varias ocurrencias con potencial de rocas ornamentales. Esto incluye a los granitos con cuarzo azul-feldespato gris de Tres Lagunas, los ‘granitos negros’ (gabros megacristalinos) de Tampanchi, las sienitas rosadas de Rosa Florida, las rocas negras/rosadas/verdes de los campos de skarn del Norte, serpentinitas verdes y negras, mármoles negros o azules, y varios plutones granitoides. Bloques de diorita orbicular fueron observados en el Río San Miguel cerca de Monte Olivo (6), pero su fuente no fue rastreada. El travertino se utiliza como roca de construcción y ornamental.

Rocas fosfatadas

La ocurrencia y potencial económico de las rocas fosfatadas en el Ecuador es revisado por Wilkinson (1982) y Boujo et al. (1984). Los depósitos de fosfato más importantes se encuentran en la Formación Napo al Este de la Cordillera Real. En el cinturón metamórfico, un bloque rodado de metagranito rico en apatito recolectado al Este de Papallacta (2) entregó 2.25 por ciento de P_2O_5, sin embargo, no tiene importancia económica.

Minerales de sílice y cuarzo

Se ha encontrado cristal de roca y vetas de cuarzo masivo, pero no se conoce depósitos con potencial económico. Las cuarcitas de la Formación cretácica Hollín tienen potencial económico para la manufactura de vidrio, se ha reportado algunos trabajos cerca de Limón e Indanza. Cuarcitas puras de la Formación Hollín afloran a lo largo del banco derecho del Río Chuchumbleza (4). Otros minerales de sílice, e.g. geiserita, ópalo y jaspe, fueron registrados por Goossens (1972a) y Ribadeneira (1960).

Sillimanita y cianita

En algunos lugares se observó sillimanita y cianita, pero su ocurrencia solamente es de interés académico.

Azufre

A lo largo de los flancos occidentales de la Cordillera Real existen depósitos de azufre e indicaciones asociadas con rocas volcánicas jóvenes. La Mina de Shucos en Tixán (**78°49'W, 2°08'30''S**) produjo azufre nativo asociado con brechas y lavas riolíticas; el cercano distrito Chunchi se caracteriza por una extensa alteración hidrotermal, se dice que contiene mineralización de azufre nativo; cantidades menores de azufre asociado con zonas de alteración pirítica están presentes en formaciones volcánicas entre Atillo y la Laguna Atillo.

En Malacatus, Goossens (1972a) reporta impregnaciones de azufre y yeso en mantos de carbón del Terciario. Otras ocurrencias en la cordillera se indican en las cartas geológicas Nos. 71, 96 y 97.

Talco

Algunas manifestaciones de talco y esteatita en la Cordillera Real son descritas por Ribadeneira (1960). Esquistos talcosos y serpentinitas talcosas fueron observados por el Proyecto en asociación con los nuevos descubrimientos de serpentinitas, pero no se encontraron grandes depósitos.

MINERALES ENERGÉTICOS

Se detectó las siguientes ocurrencias de minerales energéticos, pero en general el potencial es bajo.

Carbón

Existen reservas de carbón/lignito en las cuencas sedimentarias miocénicas de Cuenca, Loja y Malacatus (Stoll, 1962; UNDP, 1969). El depósito más grande conocido está en Biblián en la cuenca de Cuenca. Ocurrencias de carbón y/o lignito son mencionadas en las cartas geológicas Nos. 75, 87, 101 y 102.

Petróleo

Ocurrencias de asfalto son mencionadas en las cartas geológicas Nos. 101 y 102. La mayor parte de las reservas de petróleo del Ecuador se encuentra en las Formaciones cretácicas de la región Oriente, al Este de la Cordillera Real. En el cinturón Subandino, bordeando el Oriente, en los Ríos Chingual, Salado y Vergel, se encontró bloques rodados de lutitas negras bituminosas de la Formación Napo, las que al ser martilladas emitieron un olor a petróleo (3, 4). Lodolitas bituminosas de la cuenca terciaria Malacatus tienen un contenido total de hidrocarburos de 60-80kg/tonelada (2).

Uranio

Ocurrencias de uranio son registradas en las cartas geológicas Nos. 100, 101 y 102. En el extremo Norte de la Cordillera Real, Vera (1980) reportó una banda de fosfato uranífero en la Formación Napo, y un escintilómetro del proyecto de investigación confirmó la anomalía radioactiva (320 cps) (4). En las cercanías, un valor de 19ppm U fue obtenido de un bloque gnéisico mineralizado con Cu en el Río Condué (4), y 13ppm U de una pegmatita con turmalina del cinturón al Sureste de San Gabriel (4).

La mayoría de muestras de campo, incluyendo aquellas de pegmatitas, fueron examinadas en la oficina con un escintilómetro de rayos gama portable, sin embargo, no se detectaron valores anómalos.

Varias anomalías radiométricas débiles, la mayoría menor a 300cps, fueron determinadas en la Cordillera Real durante una investigación nacional de uranio (Carrión y Villalba, 1981; Severne et al., 1978). Algunas están relacionadas con pequeñas mineralizaciones de Cu en el batolito de Zamora a lo largo de la vía Zamora-Cumbaratza; otras fueron encontradas a lo largo del Río Paute entre Amaluza y Méndez. Anomalías de uranio de sedimentos fluviales de hasta 5ppm fueron detectadas en el Río Jamboe, al Este de Zamora, el cual drena en el batolito Zamora. También se encontró anomalías de uranio en los sedimentos miocénicos de agua-dulce de las cuencas de Cuenca, Loja y Malacatus (Carrión y Villalba, 1981; Severne et al., 1978).

DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

Potencial mineral y metalogénesis

El Ecuador es parte del Cinturón de Fuego del Pacífico, un cinturón global de importante mineralización. Los presentes estudios han revelado una historia de subducción, acreción, transpresión y magmatismo, la cual no es típica del clásico modelo Andino, más bien es semejante a las Cordilleras Norteamericanas como Alaska (Goldfarb et al., 1986) y la Columbia Británica (McMillan et al., 1986). Los diferentes tipos de mineralización se discuten abajo, empezando desde el más antiguo (Tabla 2), haciendo referencia a su marco geológico y su potencial mineral individual.

Los **granitos tipo-S** pueden ser importantes sitios de mineralización de estaño-tungsteno (Hutchison, 1982). Los granitos Tres Lagunas y Moromoro del Ecuador son del Triásico y con características dominantes tipo-S. Se los puede relacionar con varias manifestaciones de estaño y tungsteno, así también con ocurrencias de topacio y pegmatitas con turmalina, pero no existe indicación de una mineralización mayor. Esta ausencia de una mineralización mayor podría ser consecuencia del levantamiento post-triásico, de modo que ahora están expuestos los niveles de mineralización menos productivos: mesozonal y catazonal migmatítico. Sectores preservados de alto-nivel, como el granito Marcabelí, podrían tener más potencial.

Los **depósitos de sulfuros masivos volcanogénicos (VMS)** son importantes productores de metales base, con significativos subproductos de metales preciosos y otros elementos. Son blancos de exploración en los complejos de terrenos acrecionados del Cinturón de Fuego del Pacífico, e.g. Alaska (Goldfarb et al., 1986) y la Columbia Británica (McMillan et al., 1986). Por tanto, es notable la identificación de mineralización VMS en la Cordillera Real, en Pilas y Guarumales, en los arcos jurásicos volcánicos metamorfizados Alao y Salado. Estos terrenos, acrecionados/deformados durante la colisión Peltetec, deben ser considerados altamente prospectivos para depósitos VMS. Grandes áreas subyacidas por las rocas de los terrenos Alao y Salado permanecen inexploradas, particularmente el área alrededor de Cerro Soroche (**78°32'30''W, 2°20'S**), el pico metamórfico más elevado, cerca del Cerro Tintillay en el mapa acompañante.

Los **skarns mineralizados** son un elemento notable de la región, se realizaron varios descubrimientos. Todos los campos de skarn son el resultado de la intrusión de los batolitos granodioríticos del Jurásico en secuencias volcanosedimentarias. En Nambija, los importantes skarns auríferos son autóctonos y el protolito corresponde a la unidad triásica Piuntza (cuyo origen está relacionado con una cuenca de rift continental), que parece sólo estar presente en los límites del batolito. En contraste tectónico con los campos de Nambija, los skarns del Norte de la Cordillera son alóctonos, y se formaron durante la acreción/colisión Peltetec. El deformado batolito Azafrán es la base estructural de esta cadena de klippen de skarns de tipo-cálcico-magnetita, derivados de una secuencia volcanosedimentaria de arco de islas. Muchas toneladas de skarns con indicaciones de molibdeno y polimetálicas permanecen inexploradas a lo largo de la divisoria de aguas de la Cordillera Real septentrional.

La **mineralización de vetas mesotermales** es usualmente alojada por estructuras de zona de cizalla y es típica de un ambiente de rocas-verdes del Arcaico (Colvine et al.,1988) y de márgenes acrecionales transpresivos del Fanerozoico (Nesbitt y Muehlenbachs, 1988). No ha sido ampliamente reconocida en los Andes. Sin embargo, en la Cordillera Real y El Oro, vetas de cuarzo masivas, mesotermales son comunes por todas las rocas metamórficas y probablemente están relacionadas con zonas de cizalla, frágil-dúctil, de alta deformación. Están confinadas, en general, al evento Tres Lagunas-Moromoro del Triásico Superior y al evento Peltetec-Palenque del Cretácico Inferior. Algunas vetas podrían ser más jóvenes. En El Oro, se ha detectado oro y estibina en estas vetas, las cuales quizá se formaron a profundidades corticales de 2-10km (Colvine et al., 1988). Sin embargo, la mayor parte de este material ha sido erosionado, como lo indican los bloques y pebbles de cuarzo masivo de veta en formaciones sedimentarias del Cretácico Tardío y Cenozoico, en la Cordillera Real y en el Oriente. Las vetas mesotermales son consideradas como la mayor fuente de oro aluvial en la Cordillera Real, pero el potencial económico de mineralización primaria es bajo.

Los **granitoides tipo-I** podrían estar asociados con mineralización de sulfuros, especialmente en los stocks de granodiorita granular de Ishpingo, Amaluza, Colimbo, Pungalá y Alao, del Terciario Temprano. Estos representarían los niveles más profundos de sistemas de pórfidos mineralizados, en los que las alteradas y mineralizadas intrusiones junto con sus rocas hospedantes representan importantes toneladas de roca con un significativo potencial polimetálico.

Se han descubierto **complejos máficos-ultramáficos** en toda el área. Muchos de estos han sido interpretados como rebanadas de corteza oceánica, otros como jóvenes intrusiones tipo-Alaskan pipe. No se ha detectado mayor mineralización en estos cuerpos, pero existen indicaciones de oro y PGM en Tampanchi.

Los **depósitos pórfido-relacionados** y tipos de mineralización asociados son de importancia global, representando muchas toneladas de metales susceptibles de explotación económica. La mayor concentración de pórfidos cupríferos y su asociada mineralización se encuentran en torno al Cinturón de Fuego del Pacífico, notablemente en Chile (Sillitoe, 1993). En el área del Proyecto, hay dos edades de los depósitos pórfido-relacionados. Existen pórfidos de Cu-Mo y Au en, y probablemente cogenéticos con, el batolito jurásico Zamora (Gemuts et al., 1992). El área de la Cordillera del Cóndor ha experimentado un mínimo levantamiento tectónico desde el Jurásico, comparado con la Cordillera Real, y, por tanto, ha preservado estos depósitos de alto-nivel. Pórfidos cenozoicos, más jóvenes, de magmas tipo-I de alto-nivel, generados durante la subducción del Mioceno-Reciente de la placa de Nazca, se encuentran particularmente en los flancos occidentales de la Cordillera Real y en El Oro. El carácter de la mineralización varía desde sulfuros diseminados y stockworks, hasta brechas intrusivas y vetas discretas, y usualmente es polimetálica. Quizá existe un elemento de control a lo largo de antiguas estructuras como la falla Baños. El potencial mineral es bueno.

Los **depósitos epitermales** son una importante fuente de oro y plata, y por muchos años han sido blancos de exploración en torno al Cinturón de Fuego del Pacífico (Sillitoe, 1993). Mineralización epitermal alojada en volcánicos ocurre en el área del batolito jurásico Zamora. Gemuts et al. (1992) considera a la mineralización como cogenética, pero otros reportes sugieren que el sistema epitermal pórfido-relacionado Chinapintza intruye a las Formaciones cretácicas y por tanto es de edad terciaria. El principal cinturón de mineralización epitermal Au-Ag está relacionado con pórfidos de la Cordillera Real y, se encuentra mayormente en litologías volcánicas y volcanoclásticas, andesíticas a riolíticas de la Formación miocénica Pisayambo, la cual reemplaza a la ‘Formación Tarqui’ del Cuaternario en el nuevo mapa geológico nacional (Litherland et al., 1993a). En este cinturón, existe una línea de prospectos epitermales de plata desde Tungurahua y Cubillín en el Norte, hasta Pilzhum y San Bartolomé en el Sur. La mineralogía y las texturas en estos depósitos de plata son típicas de un ambiente epitermal (‘bonanza lode’) de mayor profundidad. El oro es más prominente a medida que se acerca a la falla Baños y existe un considerable potencial de depósitos mayores en estas poco exploradas áreas.

Los **depósitos de oro secundario** de tipo paleoplacer y aluvial se han formado desde el Cretácico Tardío por la erosión de depósitos de oro primario, particularmente de vetas mesotermales del basamento metamórfico. Estos depósitos son los blancos de exploración más fáciles y su potencial es significativo, especialmente en el Este donde la Formación Tiyuyacu es considerada como un importante paleoplacer y fuente de oro aluvial. Estudios en el área del Río Shincata-Río Betas de la Cordillera Real identificaron terrazas compuestas por pebbles de cuarzo-turmalina derivados de una local veta mesotermal aurífera con cuarzo-turmalina.

La **historia metalogénica** (Tabla 2) de los cinturones metamórficos del Ecuador no es ajena a otras partes del Cinturón de Fuego del Pacífico, donde *supuestos* terrenos han sido identificados. Los granitos tipo-S, con su potencial de estaño-tungsteno, se desarrollaron en zonas de cizalla del Triásico junto con vetas de cuarzo auríferas y con estibina. Durante el Jurásico, el batolito tipo-I Zamora, relacionado con subducción, alojó mineralización de tipo skarn y epitermal. Esto fue seguido por la acreción transpresiva de terrenos continentales y de arco de islas con sulfuros masivos volcanogénicos, acompañado de la generación de más vetas mesotermales de cuarzo alojadas en zonas de cizalla. La historia cenozoica de los cinturones metamórficos está marcada por la generación de intrusiones tipo-I relacionadas con subducción de tipo Andino, las más antiguas exhiben mineralización polimetálica relacionada con granodioritas, y las más jóvenes exhiben mineralización de metales base y preciosos de tipo epitermal y pórfido-relacionada.

Controles estructurales y cinturones mineralizados

Varios autores, e.g. Goossens (1972b) y Paladines (1989) interpretaron el emplazamiento de depósitos minerales mayores en el Ecuador respecto a la intersección de estructuras con rumbo-Andino y transversales con rumbo-E-W. El rumbo transversal del complejo El Oro es actualmente interpretado como el resultado de la rotación del bloque alrededor de la sutura Peltetec, siendo notable que este rumbo se detiene en la falla Peltetec-Girón-Las Aradas y no atraviesa a la Cordillera Real.

Controles estructurales mayores en la evolución de los Andes ecuatorianos durante el Terciario parecen estar relacionados con el rejuvenecimiento de antiguas fallas o límites de terrenos (Figura 5), esto como resultado de la subducción de las placas Farallón/Nazca. De los principales límites de terrenos de la Cordillera Real, la falla Baños ha sido citada con mayor frecuencia como un control lineal de la mineralización de oro, ‘el cinturón de oro Collay-Shincata’ (2). Estudios adicionales (3, 6) han demostrado que la edad y tipo de mineralización varía a lo largo de este cinturón. Se ha reportado que las vetas de cuarzo-turmalina-Au, mesotermales, alojadas en zonas de cizalla, que se inyectan en la Formación Bestión de Shincata-Betas, están concentradas cerca de la falla Baños o zona de cizalla (6). Más tarde, en el Cenozoico, la falla Baños parece haber sido un conducto de mineralización-Au epitermal y pórfido-relacionada, especialmente cerca de la mayor deflexión de la falla entre Sigsig y Saraguro, lo que quizá fue un jog-tensional durante los rejuvenecimientos cenozoicos. Aquella hipótesis ha resultado en la prospección de este cinturón por compañías privadas. Sin embargo, se debe señalar que entre Sigsig y Saraguro la falla Baños está enterrada por formaciones volcánicas capaces de contener depósitos epitermales, los cuales, en otras partes de la Cordillera Real, hace mucho tiempo que fueron erosionados.

El caso de fallas del basamento rejuvenecidas actuando como ‘conductos’ para pórfidos terciarios puede ser demostrado en el valle Alao, donde la traza de la falla San Antonio, que localmente separa a las unidades metamórficas mesozoicas de Maguazo y Alao-Paute, es seguida por un dique porfídico cenozoico silicificado de hasta 500m de ancho (Figura 16). Es interesante notar que se interpreta al prospecto cenozoico Pilzhum traspasando a la misma falla más al Sur.

También existen otros controles estructurales. En El Oro, los pórfidos de alto-nivel y la asociada mineralización epitermal están presentes en rocas volcánicas cenozoicas de cobertura al Norte de la falla Portovelo, pero tales rocas mineralizadas están ausentes en el Sur, probablemente removidas por la erosión. En la zona cratónica del batolito Zamora, la orientación de los colgantes de techo de los skarns está controlada por fallas con rumbo-Norte. Más tarde, en el Cenozoico, intrusiones de pórfidos y la relacionada mineralización epitermal estuvo concentrada en las intersecciones de éstas y otras fallas más jóvenes con rumbo-NW-SE (comunicación oral, D. Coochey).

Respecto a la metalogénesis Andina, Sillitoe (1972) sugirió que cinturones metalogénicos paralelos relacionados con magmas tipo-I del Mesozoico-Cenozoico reflejan el incremento de profundidad de la subyacente zona de subducción lejos del margen continental. Las dificultades de rastrear tales cinturones por el Ecuador pueden ahora ser explicadas por la supuesta naturaleza alóctona del basamento Andino, debido a los eventos de acreción del Mesozoico Tardío-Terciario Temprano.

Frutos (1982) sugirió que los cinturones metalogénicos de los Andes Centrales serían indicadores de una herencia metalogénica pre-Andina. Él cita las observaciones de Schneider y Lehmann (1977), las cuales señalan que en Bolivia los depósitos mesozoicos-cenozoicos de estaño relacionados con magmatismo, se encuentran sobre enriquecimientos, del Silúrico, sin-sedimentarios de casiterita de la cuenca de Bolivia. Una similar herencia es indicada en Ecuador, en el sentido de que el sistema cenozoico de pórfido estannífero del área de la Mina Peggy está alojado en los granitos estanníferos Tres Lagunas de la Cordillera Real (Lámina 23a).

REFERENCIAS

1. REFERENCIAS NUMÉRICAS DE LOS REPORTES DE LIBRE-ACCESO DEL PROYECTO

Se refiere a los 7 principales reportes y mapas acompañantes que cubrieron el Proyecto, los cuales son de libre acceso; se encuentran en inglés en el BGS, Keyworth, UK, y en español en la CODIGEM, Quito, Ecuador.

1. LITHERLAND M. (compiler). (1987) First annual report (for 1986-1987) of the Cordillera Real Geological Research Project, Ecuador. Open-File Report of the British Geological Survey, Keyworth (in English) and of INEMIN, Quito (in Spanish). 245 pp.

2. LITHERLAND M. (compiler). (1988) Second annual report (for 1987-1988) of the Cordillera Real Geological Research Project, Ecuador. Open-File Report of the British Geological Survey, Keyworth (in English) and of INEMIN, Quito (in Spanish). 346 pp.

3. LITHERLAND M. (compiler). (1989) Third annual report (for 1988-1989) of the Cordillera Real Geological Research Project, Ecuador. Open-File Report of the British Geological Survey, Keyworth (in English) and of INEMIN, Quito (in Spanish). 346 pp.

4. ASPDEN J.A. (compiler). (1990) Fourth annual report (for 1989-1990) of the Cordillera Real Geological Research Project, Ecuador. Open-File Report of the British Geological Survey, Keyworth (in English) and of INEMIN, Quito (in Spanish). 300 pp.

5. LITHERLAND M., ASPDEN J.A., BERMÚDEZ R., VITERI F., and POZO M. (1990) The geology and mineral potential of the Cordillera Real, Ecuador. Open-File Report of the British Geological Survey, Keyworth (in English) and of INEMIN, Quito (in Spanish). 111pp.

6. JEMIELITA R.A. and BOLAÑOS J. (1993) Mineralization, mineral potential and metallogenesis of the Cordillera Real of Ecuador. Open-File Report of the British Geological Survey, Keyworth (in English) and of INEMIN, Quito (in Spanish). 220pp.

7. ASPDEN J.A., BONILLA W. and DUQUE P. (1993) The geology and economic mineral potential of the El Oro metamorphic complex. Open-File Report of the British Geological Survey, Keyworth (in English) and of INEMIN, Quito (in Spanish). 121pp.

2. REPORTES NO-PUBLICADOS RELACIONADOS AL PROYECTO

La mayoría de estos reportes, de consultores del Proyecto, son incluidos como apéndices en los reportes de arriba, y/o están disponibles en el BGS, Keyworth, UK.

ATHERTON M.P. (1987) Petrographic study of rocks from the Tres Lagunas granite suite. *Report for BP Petroleum*. 3pp. (also in Reference No. 2 above).

BEDDOE-STEPHENS B. (1987) A pilot examination of alluvial and in situ gold and platinum from Ecuador. *British Geological Survey Mineralogy and Petrology Research Group Report,* No. 87/3. 27 pp (also in Reference No.1 above).

BEDDOE-STEPHENS B. (1989) Mineralogical examination and analysis of samples from Ecuador. *British Geological Survey Mineralogy and Petrology Research Report,* No. WG/89/1R. 33 pp. (also in Reference No. 3 above).

BRITISH GEOLOGICAL SURVEY (1989) Conodont investigation by Nottingham University of ten BGS samples from Ecuador. *British Geological Survey Technical Report*, No. WH/89/13/R. 6 pp (also in Reference No. 3 above).

CLARKE M.G.C. (1988) Visit report on work completed on three mineral belts in the Cordillera Real, Ecuador. *British Geological Survey Report,* No. WC/88/29/R. 15 pp (also in Reference No. 3 above).

CLARKE M.G.C. (1989) Contribution to the understanding of the mineral potential of the southern Ecuadorian Andes. *British Geological Survey Report,* No. WC/89/12/R. 49 pp (also in Reference No. 3 above).

DANGERFIELD J. (1988). Petrography of some granites from the Cordillera Real, Ecuador. *British Geological Survey Technical Report,* No. WG/88/17/R. 25 pp (also in Reference No. 3 above).

DANGERFIELD J. (1989) Petrology of some granitic rocks and a suite of mainly volcanic altered rocks from the Cordillera Real, Ecuador. *British Geological Survey Technical Report,* No. WG/89/9/R. 20 pp (also in Reference No. 3 above).

FORTEY N.J. (1990) Petrographic data and course notes for the Cordillera Real Project, Ecuador. *British Geological Survey Technical Report,* No. WG/90/14/R. 67 pp (also in Reference No. 4 above).

FORTEY N.J., and GILLESPIE M.R. (1993) Assessment of geochemical analyses of igneous rocks from Ecuador. *British Geological Survey Technical Report,* No. WG/93/3/R. 174 pp

HARRISON S.M. (1989). Report on a visit to Ecuador Geochronology sampling, Phase II. *British Geological Survey Technical Report,* No. WC/89/10/R. 18 pp (also in Reference No. 4 above).

HARRISON S.M. (1990) Radiometric ages (Rb-Sr, K-Ar, and Sm-Nd) for rocks from the Cordillera Real, Ecuador: Phase II. *British Geological Survey Technical Report,* No. WC/90/12/R. 29 pp (also in Reference No. 4 above).

HOWARTH M.K. and IVIMEY-COOK H.C. (1991) A Lower Jurassic, probably Sinemurian, ammonite from the vicinity of Guamote, Ecuador. *British Geological Survey Technical Report,* No. WC/91/211/R. 3 pp.

IVIMEY-COOK H.C. (1988) Cretaceous ammonites from the province of Zamora Chinchipe in SE Ecuador. *British Geological Survey Technical Report,* No. WH/88/416/R. 2 pp (also in Reference No. 3 above).

IVIMEY-COOK H.C. and MORRIS N.J. (1989). Triassic bivalves from the province of Zamora Chinchipe in SE Ecuador. *British Geological Survey Technical Report,* No. WC/89/28/R. 2 pp (also in Reference No. 3 above).

IVIMEY-COOK H.C. and MORRIS N.J. (1989) Sinemurian ammonites from the Santiago Formation, Ecuador. *British Geological Survey Technical Report,* No. WH/89/85/R. 3 pp (also in Reference No. 3 above).

IXER R. (1988) Heavy mineral analysis of samples from the Río Mulatos. *Report for BP Minerals International.* 38 pp. (also in Reference No.2 above)

MOLYNEUX S.G. (1988a) Palynological analysis of samples from Ecuador. *British Geological Survey Technical Report,* No. WC/88/320/R. 2 pp (also in Reference No. 3 above).

MOLYNEUX S.G. (1988b) Palynological analysis of samples from the Maguazo Division, Río Jadán, Ecuador. *British Geological Survey Technical Report,* No. WH/88/341/R. 2 pp (also in Reference No. 3 above).

MOLYNEUX S.G. (1988c) Palynological analysis of samples from the Palenque cherts, Río Palenque, Ecuador. *British Geological Survey Report,* No. WH/88/342/R. 2 pp (also in Reference No. 3 above).

OWENS B. (1992) Palynological investigation of samples collected by M. Woods, 1991. *British Geological Survey Technical Report,* No. WH/92/157/R. 34 pp (also in Reference No. 3 above).

PATTERSON C. (1990) Report on fossil fish from Laguna de Atillo, Ecuador. *British Geological Survey Technical Report,* No. WH/90/54/R. 4 pp (also in Reference No. 4 above).

RIDING J.B. (1988) A palynological investigation of a sample from the Maguazo Division, Río Jadán, Ecuador. *British Geological Survey Technical Report,* No. WH/88/347/R. 3 pp (also in Reference No. 3 above).

RIDING J.B. (1989a) A palynological investigation of nine rock samples from Ecuador (Maguazo unit). *British Geological Survey Technical Report,* No. WH/89/361/R. 4 pp (also in Reference No. 4 above).

RIDING J.B. (1989b) A palynological investigation of six rock samples from Ecuador (Chiguinda unit). *British Geological Survey Technical Report,* No. WH/89/345/R. 4 pp (also in Reference No. 4 above).

RIDING J.B. (1991) A palynological investigation of six rock samples from Ecuador (Guamote unit). *British Geological Survey Technical Report,* No. WH/91/192/R. 3 pp.

RUNDLE C.C. (1987a) Reconnaissance potassium-argon ages from the Cordillera Real, Ecuador. *British Geological Isotope Geology Unit Report,* No.87/5. 4 pp (also in Reference No. 1 above).

RUNDLE C.C. (1987b) Rb-Sr analysis of rocks collected in May/June 1987 for the ODA-funded Cordillera Real Project, Ecuador. *Natural Environment Research Council Isotope Geology Centre Report,* No.87/1. 52 pp (also in Reference No. 2 above).

RUNDLE C.C. (1988) Potassium-argon ages for minerals from the Cordillera Real, Ecuador. *Natural Environment Research Council Isotope Geology Centre Report,* No. NIGC/87/7. 20 pp (also in Reference No. 3 above).

SHEPHERD T.J. (1988) Fluid inclusion studies on rocks from the Nambija and Portovelo areas. 5pp. (also in Reference No. 2 above).

STYLES M.T., PÉREZ-ÁLVAREZ M., BLAND D.J., WETTON P., and NADEN J. (1992) Characterisation of gold from Ecuador. *British Geological Survey Technical Report,* No. WG/92/48. 65 pp.

THOMAS J.E. (1989) Palynology of two samples from the Zamora Chinchipe province of SE Ecuador. *British Geological Survey Technical Report,* No. WH/89/89/R. 4 pp (also in Reference No. 3 above).

THOMPSON A. (1987) Petrography of eight samples from the Río Mulatos. *Report for BP Minerals International.* 12 pp. (also in Reference No. 1 above).

WARRINGTON G. (1987) Palynological report on samples from Ambato and Chimborazo, Ecuador. *British Geological Survey Technical Report,* No. PD/87/262/R. 3 pp.

WILKINSON I.P. (1992) Calcareous microfaunas from a suite of samples from Ecuador-Cordillera Occidental. *British Geological Survey Technical Report,* No. WH/92/121/R. 3 pp.

WILLIAMS P.J. (1987) Petrology of rocks from the Río Mulatos area, Ecuador. *Report for BP Minerals International.* 37 pp. (also in Reference No. 2 above).

WOODS M.A. and MORRIS N.J. (1992) Identification and interpretation of collections of macrofossils from Ecuador. *British Geological Survey Technical Report,* No. WH/92/72/R. 5 pp.

3. PUBLICACIONES RELACIONADAS AL PROYECTO

ASPDEN J.A. (In press) The El Oro metamorphic complex, Ecuador. *Overseas Geology and Mineral Resources,* No. 67.

ASPDEN J.A., FORTEY N.J., LITHERLAND M., VITERI F., and HARRISON S.H. (1992a) Regional S-type granites in the Northern Andes. *Abstracts of the International Geological Congress, Kyoto,* No. 2, 536.

ASPDEN J.A., FORTEY N.J., LITHERLAND M., VITERI F., and HARRISON S.H. (1992b) Regional S-type granites in the Ecuadorian Andes: possible remnants of western Gondwana breakup. *Journal of South American Earth Sciences,* Vol. 6, No. 3, 123-132.

ASPDEN J.A., HARRISON S.H., and RUNDLE C.C. (1992c) New geochronological control for the tectono-magmatic evolution of the metamorphic basement, Cordillera Real and El Oro Province of Ecuador. *Journal of South American Earth Sciences,* Vol. 6, No. 1/2, 77-96.

ASPDEN J.A., IVIMEY-COOK H.C. (1992) Nuevos Datos Paleontológicos del Centro y Sureste del Ecuador. (New palaeontological data from Central and Southeastern Ecuador). *Boletín Geológico Ecuatoriano,* Vol. 3, 33-42.

ASPDEN J.A., LITHERLAND M. (1987) Ophiolitic rocks from the Cordillera Real of Ecuador: their regional significances within the context of the Northern Andes. *Terra Cognita,* Vol 7, No. 2-3, 419.

ASPDEN J.A., LITHERLAND M. (1992) The geology and Mesozoic collisional history of the Cordillera Real, Ecuador. 187-204 in Andean Geodynamics. OLIVER R.A., et al. (editors). *Tectonophysics,* Vol. 205.

ASPDEN J.A., LITHERLAND M., DUQUE P., SALAZAR E., BERMÚDEZ R., and VITERI F. (1987) Un nuevo cinturón ofiolítico en la Cordillera Real, Ecuador, y su posible significación regional. [A new ophiolitic belt in the Cordillera Real, Ecuador, and its possible regional significance.] Politécnica, Quito, *Monografía de Geología,* Vol 5, Part XII, No. 2, 81-93.

ASPDEN J.A., LITHERLAND M., and SALAZAR E. (1988) Una interpretación preliminar de la historia colisional del centro y sur de Ecuador y posibles controles para la geología cenozoica y de mineralización polimetálica. [A preliminary interpretation of the collisional history of central and southern Ecuador and possible controls for Cenozoic geology and polymetallic mineralisation.] Politécnica, Quito. *Monografía de Geología,* Vol. 6, Part XIII, No. 3, 49-75.

ASPDEN J.A., RUNDLE C.C., and BERMÚDEZ R. (1991) Nueva información de la edad del batolito de Abitagua en el Oriente Ecuatoriano, por el método Rb/Sr. [New Information on the age of the Abitagua batholith in eastern Ecuador by the Rb-Sr method.]. *Boletín Geológico Ecuatoriano,* Vol. 2, 139-142.

ASPDEN J.A., LITHERLAND M., VITERI F., BERMÚDEZ R., and HARRISON S. (1990) Edades radiométricas del batolito de Zamora-Río Mayo. [Radiometric ages from the Zamora-Río Mayo batholith.] *Boletín Geológico Ecuatoriano,* Vol. 1, No 1, 85-88.

EGÜEZ A., and ASPDEN J.A. (1993) The Mesozoic-Cenozoic evolution of the Ecuadorian Andes. *Abstract of the Symposium on Andean Geodynamic,* Oxford, 179-181.

JEMIELITA R.A., ASPDEN J.A., and LITHERLAND M. (1992). The metallogenesis and mineral potential of the eastern Cordillera of Ecuador. *Abstracts of the Mineral Deposit Studies Group Annual Meeting, Aberdeen,* p. 11.

LITHERLAND M. and ASPDEN J.A. (1990) Evidence for pre-Cretaceous collision in Ecuador. 199-201 in *Colloques et Seminaires, Symposium International Geodynamique Andine, Grenoble.* (Paris: ORSTOM).

LITHERLAND M. and ASPDEN J.A. (1992) Terrane boundary reactivation: a control on the evolution of the Northern Andes. *Journal of South American Earth Sciences,* Vol. 5, No. 1. 71-76

LITHERLAND M., ASPDEN J.A. and EGÜEZ A. (1993) The geotectonic evolution of Ecuador in the Phanerozoic. *Abstract of the Symposium on Andean Geodynamic, Oxford,* 215-218.

LITHERLAND M., BERMÚDEZ R., and FORTEY N. (1992a) Las Ofiolitas de Peltetec y su significado en la Evolución Geológica del Ecuador. [The Peltetec ophiolite and its significances in the geological evolution of Ecuador.] *Boletín Geológico Ecuatoriano,* Vol. 3, No. 1, 43-46.

LITHERLAND M., FORTEY N., and BEDDOE-STEPHENS B. (1992b) Newly discovered Jurassic skarnfields in the Ecuadorian Andes. *Journal of South American Earth Sciences,* Vol. 6, No. 1/2, 67-75.

LITHERLAND M., POZO M., and BERMÚDEZ R. (1992c) El Complejo de Napas de Cuyuja de la Cordillera Real, Ecuador. [The Cuyuja nappe complexo f the Cordillera Real, Ecuador.] *Boletín Geológico Ecuatoriano,* Vol. 3, No. 1, 57-62.

LITHERLAND M. and TOWNSEND P.J. (1991) La Geología del Cerro Hermoso de los Llanganates. [The geology of Cerro Hermoso of the Llanganates]. *Boletín Geológico Ecuatoriano,* Vol. 2, 47-52.

LITHERLAND M., and ZAMORA A. (1991) A terrane configuration for the Northern Andes. *Comunicaciones de la Universidad de Chile, Santiago,* Vol. 42, 122-126.

LITHERLAND M., ASPDEN J.A., and EGÜEZ A. (1993a) National geological map of Ecuador, scale 1: 1 million. (Keyworth, Nottingham: British Geological Survey and Quito: CODIGEM.).

LITHERLAND M., ASPDEN J.A., and EGÜEZ A. (1993b) National tectono-metallogenic map of Ecuador, scale 1: 1 million. (Keyworth, Nottingham: British Geological Survey and Quito: CODIGEM.).

POZO M. (1990) Complejo ultramáfico Tampanchi. [Tampanchi ultramafic complex.] *Minería Ecuatoriana,* No. 2, 35-37.

4. OTRAS REFERENCIAS

ALY S. (1980) Petrologische Untersuchungen plutonischer Gesteine von Ecuador. [Petrological investigations of plutonic rocks in Ecuador.] Unpublished thesis, University of Tübingen.

Annon (1988) Alaskan/Ural ultramafic complexes in the Canadian Cordillera. *The Gangue,* No. 26, Sept. 1988, 3-4.

ASPDEN J.A. and McCOURT W.J. (1986) Mesozoic oceanic terrane in the Central Andes of Colombia. *Geology*, Vol. 14, 415-418.

ASPDEN J.A., McCOURT W.J. and BROOK M. (1987) Geometric control of subduction-related magmatism: the Mesozoic and Cenozoic plutonic history of Western Colombia. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 144, 893-905.

BALDOCK J.W. (1982) *Geology of Ecuador: explanatory bulletin of the National Geological Map of the Republic of Ecuador.* (Quito: Dirección General de Geología y Minas).

BALDOCK J.W. (1985) The Northern Andes: a review of the Ecuadorian Pacific margin. 181-217 in *The Pacific Ocean*. Vol. 7A of *The ocean basins and margins.* NAIRN, A.E.M. et al. (editors). (New York: Plenum Press).

BANKWILL H.R., PAREDES F.I., and ALMEIDA J.P. (1991) Relations of intra-crustal delamination, stratigraphy and oil prospectivity, Oriente basin, Ecuador. *Petromine International, Quito,* No 4, 7-24.

BARBERI F., COLTELLI M., FERRARA G., INNOCENTI F., NAVARRO J.M., and SANTACROCE R. (1988) Plio-Quaternary volcanism in Ecuador. *Geological Magazine*, Vol. 125, No. 1, 1-14.

BERGER J.P., (1986) Dinoflagellates of the Callovian-Oxfordian boundary of the Liesberg-Dorf Quarry (Berner-Jura, Switzerland). *Neues Jahrbuch für Geologie un Paläontologie*, Vol. 172, 331-355.

BOUJO A., VERA R., ALABOUVETTE B., PRIAN J.P., GRANDA B. and MALDONADO P. (1984) Proyecto fosfatos [Phosphate Project]. Dirección General de Geología y Minas – BRGM-CIEPER, Quito (Unpublished).

BOYLE R.W. (1979) The geochemistry of gold and its deposits. *Bulletin of the Geological Survey of Canada*, No 280.

BRISTOW C.R. (1973) *Guide to the geology of the Cuenca Basin, southern Ecuador*. (Quito: Ecuadorian Geological and Geophysical Society).

BRISTOW C.R. and HOFFSTETTER R. (1977) *Lexique stratigraphique international (*2nd edition). (Paris : Centre National de la Recherche Scientifique).

BRISTOW C.R. and PARODIZ J.J. (1982) The stratigraphical paleontology of the Tertiary non-marine sediments of Ecuador. *Bulletin of Carnegie Museum of Natural History,* No. 19.

BRISTOW C.R., LONGO R. and GUEVARA S. (1975) Mapa geológico del área de Cañar. [Geological map of the Cañar área]. Dirección General de Geología y Minas, Quito.

BRUET F. (1987) Los xenolitos en las lavas de los volcanes de Quito, República de Ecuador. [Xenoliths in the lavas of Quito´s volcanoes, Ecuador] *Politécnica, Quito*, Vol. XII, No. 2, 113-128.

CARRIÓN J. and VILLALBA F. (1981) Investigaciones uraníferas en el Ecuador. [Uranium investigations in Ecuador]. *Politécnica, Quito*, Vol. VI, No. 4, 85-117.

CASE J.E., BARNES J., PARIS G., GONZALES H. and VINA A. (1973) Trans-Andean geophyisical profile, southern Colombia. *Bulletin of the Geological Society of America*, Vol. 84, 2895-2904.

CHACÓN Z.J. (1986) Historia de la minería en Cuenca. [History of mining in Cuenca]. Universidad de Cuenca, Instituto de Investigaciones Sociales (IDIS).

CHAPPELL B.W. and WHITE A.J.R. (1974) Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, Vol. 8, 173-174.

CLIRSEN (1985) Inventario de Recursos Mineros del Ecuador, Hoja Azogues. [Mineral resource inventory for Ecuador: Azogues sheet]. Centro de Levantamientos Integrados de Recursos Naturales, Quito, (unpublished).

COBBING E.J., PITCHER W.S., WILSON J.J, BALDOCK J.W., TAYLOR W.P., McCOURT W. and SNELLING N.J. (1981) The geology of the Western Cordillera of northern Perú. *Overseas Memoir of the Institute of Geological Sciences*, No. 5. 143 pp.

COLONY R.J. and SINCLAIR J.H. (1932) Metamorphic and igneous rocks of eastern Ecuador. *Annals of the New York Academy of Sciences*, Vol. 34, 1-53.

COLVINE A.C., FYON J.A., HEATHER K.B., SOUSSAN MARMONT, SMITH P.M. and TROOP D.G. (1988) Archean lode gold deposits in Ontario. *Ontario Geological Survey Miscellaneous Paper*, No. 139.

CONEY P.J., JONES D.L. and MONGER J.W.H. (1980) Cordilleran suspect terranes. *Nature, London,* Vol. 288, 329-333.

DALMAYRAC B., LAUBACHER G. and MAROCCO R. (1980) *Géologie des Andes Péruviennes.* [Geology of the Peruvian Andes]. (Paris : Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer).

DALZIEL I.W.D. (1993) The origin and early history of the Pacific margin of South America: their influence on the development of the Andean Cordillera. *Abstracts of the Symposium on Andean Geodynamics,* Oxford, 505-508.

DALY M.C. (1989) Correlation between Nazca / Farallón plate kinematics and forearc basin evolution in Ecuador. *Tectonics,* Vol. 8, No. 4, 769-790.

DÁVILA F. and EGÜEZ A. (1990) Análisis de la deformación en el basamento de la cuenca del Chota: Grupo Ambuquí. [Deformation analysis in the basement of the Chota basin: Ambuquí Group]. *Boletín Geológico Ecuatoriano,* Vol. 1, No. 1, 39-52.

DE COSTER A. (1987) Metallogenetic study of the mineralisation at San Bartolomé and Sigsig. Internal Report, Musee Royal de l'Afrique Centrale, Brussels (Unpublished).

DE GRYS A., VERA J., and GOOSSENS P.J. (1970) A note on the hot springs of Ecuador. *Geothermics Special Issue for UN Symposium on the development and utilisation of geothermal resources, Pisa 1970,* Vol. 2, Part 2, 1400-1404.

DELBRIDGE C.G., and ROBERTSOM A. (1992) Ecuador Mineral Industry Profile. Delbridge-Robertson Associates, UK. (Unpublished).

DE LOCZY L. (1968) Geotectonic evolution of the Amazon, Parnaiba and Paraná basins. *Anais da Academia Brasileira de Ciencias*, Vol. 40, 231-249.

DEWEY J.F. and BIRD J.M. (1970) Mountain belts and new global tectonics. *Journal of Geophysical Research*, Vol. 75, 2625-2647.

D'LEMOS R.S., BROWN M. and STRACHAN R.A. (1992) Granite generation, ascent and emplacement within a transpressional orogen. *Journal of the Geological Society of London,* Vol. 149, Part 4, 487-490.

DUQUE P. (1974) Petrogénesis de unas rocas metamórficas de alta presión en la Provincia de El Oro, Ecuador. [Petrogenesis of some high-pressure metamorphic rocks from the El Oro Province, Ecuador]. Unpublished thesis, Escuela Politécnica Nacional, Quito. 66 pp.

DUQUE P. (1992) Condiciones de formación de las rocas metamórficas de alta presión de la formación Raspas. [Conditions of formation of the high-pressure metamorphic rocks of the Raspas formation]. *Boletín Geológico Ecuatoriano,* Vol. 3, No. 1, 63-78.

EGÜEZ A., CAJAS M. and DÁVILA F. (1988). Distribución de terrenos oceánicos alóctonos y de terrenos continentales en la Cordillera Occidental del Ecuador: evidencias en las geotravesías Otavalo-Selva Alegre y Cañar-La Troncal. [The distribution of allochthonous oceanic and continental terranes in the Cordillera Occidental of Ecuador: evidence from the Otavalo-Selva Alegre and Cañar-La Troncal geotraverses]. Politécnica, Quito. *Monografía de Geología*, Vol. 6, Part XIII, No. 3. 101-136.

EINAUDI M.T., MEINERT L.D. and NEWBERRY Y. (1981) Skarn deposits. *Economic Geology 75th Anniversary Volume*, 317-391.

EVERNDEN J. (1961) Edades absolutas de algunas rocas ígneas en Bolivia. [Absolute ages of some Bolivian igneous rocks]. *Noticiero Sociedad Geológico Boliviano*, Vol. 2, 3.

EWART A. (1982) The mineralogy and petrology of Tertiary – Recent orogenic volcanic rocks: with special reference to the andesitic basaltic composition range. 25-87 in *Andesites*. THORPE R.S. (editor). (Chichester: John Wiley).

FEININGER T. (1975) Origin of petroleum in the Oriente of Ecuador. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists,* Vol. 57, No.7, 1166-1175.

FEININGER T. (1978) Mapa geológico de la parte occidental de la Provincia de El Oro. [Geological map of the western part of the El Oro Province]. (Quito: Escuela Politécnica Nacional).

FEININGER T. (1980) Eclogite and related high-pressure regional metamorphic rocks from the Andes of Ecuador. *Journal of Petrology,* Vol. 21, 107-140.

FEININGER T. (1982) The metamorphic 'basement' of Ecuador. *Bulletin of the Geological Society of America*. Vol. 93, 87-92.

FEININGER T. (1987) Allochthonous terrane in the Andes of Ecuador and northwestern Perú. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Vol. 24, 266-278.

FEININGER T. and BRISTOW C.R. (1980) Cretaceous and Paleogene geologic history of coastal Ecuador. *Geologische Rundschau,* Vol. 69, Part 3, 849-874.

FEININGER T. and SEGUIN M.K. (1983) Simple Bouguer gravity anomaly field and the inferred crustal structure of continental Ecuador. *Geology*, Vol. 11, 40-44.

FEININGER T. and SILBERMAN M.L. (1982) K-Ar geochronology of basement rocks on the northern flanks of the Huancabamba Deflection, Ecuador. *Open File Report, United States Geological Survey,* No. 82-206.

FORERO SUÁREZ A. (1990) The basement of the Eastern Cordillera, Colombia: An allochthonous terrane in northwestern South America. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 3, No. 2/3, 141-151.

FOZZARD P.M. (1985) San Bartolomé, Ecuador. 115-116 in *Discoveries of epithermal precious metal deposits. Case histories of mineral discoveries.* HOLLISTER V.F. (editor). (Society of Mining Engineers, USA).

FRUTOS J. (1982) Andean metallogeny related to the tectonic and petrologic evolution of the cordillera: some remarkable points. 493-507 in *Ore genesis, the state of the art.* G.S. AMSTUTZ et al. (editors). (Berlin: Springer-Verlag).

FULP S.F. and WOODWARD L.A. (1990) Epithermal gold deposits remobilized from Precambrian volcanogenic sulfide source during late Cenozoic continental rifting. *Geology.* Vol. 18, 179-182.

GANSSER A. (1973) Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society of London*, Vol. 129. 93-131.

GEMUTS I., LÓPEZ G. and JIMÉNEZ F. (1992) Gold deposits of southern Ecuador. *Society of Economic Geologists Newsletter,* Oct. 1992, No. 11, 1 and 13-16.

GERTH H. (1955). Der Geologische Bau der sudamerikanischen Kordillere. [The geological structure of the South American Cordillera]. (Berlin: Borntraeger).

GEYER O.F. (1974) Der Unterjura (Santiago Formation) von Ekuador. [The Lower Jurassic (Santiago Formation) of Ecuador] *Neues Jahrbuch Paläontologie Monatshefte,* Vol. 9, 525-541.

GOLDFARB R.J., NELSON S.W., BERG H.C. and LIGHT T.D. (1986) Distribution of mineral deposits in the Pacific Border Ranges and coast mountains of the Alaskan Cordillera. 19-41 in *Exploration in the North American Cordillera.* ELLIOT I.L. and SMEE B.W. (editors). Association of Exploration Geochemists, Geoexpo/86, P.

GOOSSENS P.J. (1968) La geología de la costa ecuatoriana entre Manta y Guayaquil. [The Geology of the Ecuadorian coast between Manta and Guayaquil]. *Boletín Estudios Geológicos Servicio Nacional Geológico-Minero,* No. 1, 5 – 17.

GOOSSENS P.J. (1969) Mineral Index Map, Republic of Ecuador. UN – Dirección General de Geología y Minas, Quito.

GOOSSENS P.J. (1972a) *Los yacimientos e indicios de los minerales metálicos y no metálicos de la República del Ecuador.* [*The metallic and non-metallic deposits and showings of Ecuador*]. Departamento de publicaciones, Universidad de Guayaquil.

GOOSSENS P.J. (1972b) Metallogeny in the Ecuadorian Andes. *Economic Geology,* Vol. 67, 458-468.

GOOSSENS P.J. and ROSE W.I. (1973. Chemical composition and age determination of tholeiitic rocks in the Basic Igneous Complex, Ecuador. *Bulletin of the Geological Society of America,* Vol. 84, 1043-1052.

GRANT A.H., LAVIN O.P. and NICOL I. (1991) The morphology and chemistry of transported gold grains as an exploration tool. *Journal of Geochemical Exploration,* Vol. 40, 73-94.

GROSSER J.R. and PROSSL K.F. (1991) First evidence of the Silurian in Colombia: palynostratigraphic data from the Quetame massif, Cordillera Oriental. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 4, No. 3, 231-238.

HALL M. and CALLE J. (1982) Geochronological control for the main tectono-magmatic events of Ecuador. *Earth Science Review*, Vol. 10, 215-239.

HANMER S. and PASSCHIER C. (1991) Shear-zone indicators: a review. *Geological Survey of Canada, Paper*, No. 90-17, 72pp.

HARRINGTON J. (1957) Varios aspectos de las investigaciones de las posibilidades mineras en las provincias de Azuay y Cañar. [Various aspects of mineral potential investigations in Azuay and Cañar provinces]. *Servicio Nacional de Geología y Minas, Quito, Report H,* No. 665-1. (Unpublished).

HARTNADY C.J.H. (1991) About turn for supercontinents. *Nature, London,* London, Vol. 352. 476-478.

HERBERT H. (1977) Petrochemie und Ausgangmaterial von Grünschiefern aus der E-Kordillere Ecuadors. [Petrochemistry and origin of the greenschists from the Eastern Cordillera of Ecuador]. *Fortschritte der Mineralogie*, Vol. 55, No. 1.

HERBERT H. (1983) Die kristallinen Gesteine aus der nördlichen Hälfte der E-Kordillere Ecuadors. [The crystalline rocks of the northern half of the Eastern Cordillera, Ecuador]. *Geotektonische Forschungen,* Vol. 65, 1-77.

HERBERT H. and PICHLER H. (1983) K-Ar ages of rocks from the Eastern Cordillera of Ecuador. *Zeitschrift der deutschen Geologischen Gesellschaft*, Vol. 134, 483-493.

HOFFMANN P. (1991) Did the breakout of Laurentia turn Gondwanaland inside-out? *Science, New York,* Vol. 252, 1409-1412.

HOLLOWAY H.L. (1932) Gold in Ecuador. *Mining Magazine* (April), Vol. 46, No. 4, 219-223.

HUTCHINSON R.W. (1980) Massive base metal sulphide deposits as guides to tectonic evolution. 659-694 *in* The continental crust and the mineral deposits. Strangeway, D.W. (editor). *Geological Association of Canada Special Paper,* No. 20, 659-684.

HUTCHISON C.S. (1982) The various granitoid series and their relationship to W and Sn mineralisation. 87-114 *in* Symposium on Tungsten Geology (HEPWORTH J.V. and ZHANG YU HONG (editors). ESCAP/RMRDC Bandung, Indonesia.

HUTCHISON C.S. (1983) Economic deposits and their tectonic setting. (London: Macmillan).

INEMIN-MISIÓN BELGA (1986) Informe Chaucha [Chaucha report] Instituto Ecuatoriano de Minería, Quito. 311 pp. (Unpublished).

INEMIN-MISIÓN BELGA (1988) Inventario, clasificación y metalogenia de las mineralizaciones polimetálicos en el Ecuador [Inventory, classification and metallogeny of polymetallic mineralisation in Ecuador]. Instituto Ecuatoriano de Minería, Quito. 334 pp. (Unpublished).

IRVINE T.N. (1974) Petrology of the Duke Island ultramafic complex, southeastern Alaska. *Memoir of the Geological Society of America Memoir,* No. 138. 240 pp.

ISHIHARA S. (1977) The magnetite-series and ilmenite-series of granitic rocks. *Mining Geology,* Vol. 27, 293-305.

JAILLARD E. and JACAY J. (1989) Les "couches Chicama" du Nord du Pérou : Colmatage d'un bassin né d'une collision oblique au Tithonique. [The "Chicana beds" of northern Perú: in-filling of a trough originated by oblique collision during Tithonian times]. *Comptes Rendus Hebdomadaire des Séances de l'Académie des Sciences de Paris,* (II), Vol. 308, 1459-1465.

JAILLARD E., SOLER P., CARLIER G. and MOURIER T. (1990) Geodynamic evolution of the northern and central Andes during early to middle Mesozoic times: a Tethyan model. *Journal of the Geological Society of London,* Vol. 147, Part 6, 1009-1022.

JAMES D.E. (1984) Quantitative models for crustal contamination in the Central and Northern Andes. 124-137 in *Andean magmatism: chemical and isotopic constraints.* HARMON R.S. and BARREIRO B.A. (editors). (Nantwich UK: Shiva).

JONES B.K. (1992) Application of metal zoning to gold exploration in porphyry copper systems. *Journal of Geochemical Exploration,* Vol. 43, 127-155.

JONES D.L., HOWELL D.G., CONEY P.J. and MONGER J.W.H. (1983) Recognition, character, and analysis of tectonostratigraphic terranes in western North America. 21-35 in *Accreted terranes in the Circum-Pacific regions.* HASHIMOTO M. and UYEDA S. (editors). (Tokyo: Terra Scientific Publishing Company).

KENNERLEY J.B. (1971) Geology of the Llanganates area, Ecuador. *Report of the Institute of Geological Sciences (Overseas Division),* No. 21.

KENNERLEY J.B. (1973) Geology of the Loja Province. *Report of the Institute of Geological Sciences (Overseas Division),* No. 23.

KENNERLEY J.B. (1980) (posthumous) Outline of the geology of Ecuador. *Overseas Geology and Mineral Resources,* No. 55.

KENNERLEY J.B. and ALMEIDA L. (1975) Mapa geológico del área de Loja. [Geological map of the Loja area]. Dirección General de Geología y Minas, Quito.

KONTAK D.J., CLARK A.H., FARRAR E. and STRONG D.F. (1985) The rift-associated Permo-Triassic magmatism of the Eastern Cordillera: a precursor to the Andean orogeny. 36 – 44 in *Magmatism at a plate edge.* (PITCHER W.S. et al. (editors). (London: Blackie).

KRIPPENE K. (1960) A fortune in emeralds. *Argosy,* June 1960, 30-107.

KROONENBERG S.B. (1982) A Grenvillian granulite belt in the Colombian Andes and its relation to the Guiana Shield. *Geologie en Mijnbouw,* Vol. 61, 325-333.

LAUBACHER G. and MEGARD F. (1985) The Hercynian basement: a review. 29-35 in *Magmatism at a plate edge.* PITCHER W.S., et al. (editors). (London: Blackie).

LAVENU A. and NOBLET C. (1990) Análisis sedimentológico y tectónico de la cuenca intramotañosa terciaria de Cuenca. [Sedimentological and tectonic analysis of the Tertiary intramontane basin of Cuenca]. *Boletín Geológico Ecuatoriano,* Vol. 1, No. 1, 11-26.

LAVENU A., NOBLET C., BONHOMME M.G., EGÜEZ A., DUGAS F. and VIVIER G. (1992) New K-Ar age dates of Neogene and Quaternary volcanic rocks from the Ecuadorian Andes: Implications for the relationship between sedimentation, volcanism and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences,* Vol. 5 No. 3/4, 309-320.

LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A. and ZANETTIN B. (1986) A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology,* Vol. 27, 745-750.

LEBRAT M., MEGARD F., and DUPUY C. (1985) Pre-orogenic volcanic assemblages and position of the suture between oceanic terranes and the South American continent in Ecuador. *Zentralblatt für Geologie Paläontologie,* Teil I, Vol. 9/10, 1207-1214.

LEHMANN B. and HARMANTO (1990) Large-scale tin depletion in the Tanjungpandan tin granite, Belitung Island, Indonesia. *Economic Geology,* Vol. 85, 99-111.

LIDDLE R.A. and PALMER K.V.W (1941) The geology and palaeontology of the Cuenca – Azogues – Biblián region, provinces of Cañar and Azuay, Ecuador. *Bulletin of the American Palaeontologist,* Vol. 26, No. 100, 357-418.

LITHERLAND M., ANNELLS R.N., DARBYSHIRE D.P.F., FLETCHER C.J.N., HAWKINS M.P., KLINCK B.A., MITCHELL W.I., O' CONNOR E.A., PITFIELD P.E.J., POWER G., and WEBB B.C. (1989) The Proterozoic of eastern Bolivia and its relationship to the Andean mobile belt. *Precambrian Research,* Vol. 43, 157-174.

LITHERLAND M., KLINCK B.A., O' CONNOR E.A. and PITFIELD P.E.J. (1985). Andean-trending mobile belts in the Brazilian Shield. *Nature, London,* Vol. 314, 345-348.

LITHERLAND MARTIN (2015) Inca Treasure. Poems from the Andes of Ecuador. Smashwords Edition ֍.

LISTER G.S. and SNOKE A.W. (1984) S.C mylonites. *Journal of Structural Geology,* Vol. 6, 617-638.

MARTÍNEZ M. (1970) Geología del basamento paleozoico en las montañas de Amotape y posible origen del petróleo en las rocas paleozoicas del noreste de Perú. [The Palaeozoic basement Geology of the Amotape mountains and the possible origin of petroleum in the Palaeozoic rocks of northeast Perú]. 1er Congreso Latinoamericano de Geología, Lima, Vol. 2, 105-138.

MCCOURT W.J., ASPDEN J.A. and BROOK M. (1984) New geological and geochronological data from the Colombian Andes: continental growth by multiple accretion. *Journal of the Geological Society of London,* Vol. 141, 831-845.

MACINNES H. (1984) *Beyond the Ranges* (London: Victor Gollanz).

MCKELVEY G.E. (1991) Interest shown in Nambija gold deposits, Zamora province, Ecuador. *Mining Engineering,* December 1991, 1412-1414.

MCMILLAN W.J., PANTELEYEV A. and HOY T. (1986) Mineral deposits in British Colombia: A review of their tectonic settings. 1-18 in *Exploration in the North American Cordillera.* ELLIOT I.L. and SMEE B.W. (editors). Association of Exploration Geochemists, Geoexpo/86, P.

MEINERT L.D. (1988) Gold in skarn deposits – a preliminary overview. *Proceedings of 7th Quadrennial IAGOD Symposium,* 363-374.

MERLYN M. and CRUZ M. (1986) Informe técnico de la comisión realizada al área central de los Llanganates. [Technical report on the commission to the central Llanganates area]. *Report of the Instituto Ecuatoriano de Minería,* No. 6452/86. (Unpublished).

MIYASHIRO A. (1961) Evolution of metamorphics belts. *Journal of Petrology,* Vol. 2, 277-311.

MORA I.M. (1988) Petrología estructural de la Formación Raspas, Provincia de El Oro. [Structural petrology of the Raspas Formation, El Oro Province). Unpublished thesis, Escuela Politécnica, Quito. 159 pp.

MOURIER T. (1988) La transition entre Andes marginales et Andes cordillèraines à ophiolites : évolution sédimentaire, magmatique et structurale du relais de Huancabamba. [Sedimentation, tectonism and magmatism along the transition between Cordilleran and marginal Andes of Huancabamba]. Unpublished thesis, University of Paris Sud. 281 pp.

MOURIER T., LAJ C., MEGARD F., ROPERCH P., MITOUARD P. and FARFÁN-MEDRANO A. (1988) An accreted continental terrane in northwestern Peru. *Earth and Planetary Science Letters,* Vol. 88, 182-192.

MURRAY C.G. (1972) Zoned ultramafic complexes of the Alaskan type: feeder pipes of andesitic volcanoes. *Memoir Geological Society of America,* Vol. 132, 313-335.

NAVARRO M. (1986) Investigación histórica de la minería en el Ecuador. [Historical investigation of mining in Ecuador]. (Quito: Instituto Ecuatoriano de Minería).

NESBITT B.E. and MUEHLENBACHS K. (1986) Genetic implications of the association of mesothermal gold deposits with major strike slip fault systems. University of Rolla, North American Conference on Tectonic Controls of Ore Deposits, 57-66.

NICOLÁS A., BOUCHEZ J.L., BLAISE J. and POIRIER J.P. (1977) Geological aspects of deformation in continental shear zones. *Tectonophysics,* Vol. 42, 55-73.

NOBLET C. and MAROCCO R. (1989) Lacustrine megaturbidites in an intermontane strike-slip basin: the Miocene Cuenca basin of south Ecuador. International Symposium on Intermontane Basins: Geology and Resources, Chiang Mai, Thailand, 282-293.

PALADINES A. (1989) Zonificación geotectónica y metalogenia del Ecuador. [Geotectonic zoning and metallogeny in Ecuador] Instituto Ecuatoriano de Minería, Quito. 192 pp.

PASQUARE G., TIBALDI A. and FERRARI L. (1990) Relationships between plate convergence and tectonic evolution in the Ecuadorian active thrust belt. 365-387 in *Critical aspects of plate tectonic theory.* (Athens: Theophrastos Publications).

PEARCE J.A. (1983) Role of the subcontinental lithosphere in magma genesis at active continental margins. 230-272 in *Continental basalts and mantle xenoliths.* HAWKSWORTH C.J. and NORRY M.J. (editors). (Nantwitch, UK: Shiva).

PEARCE J.A. and CANN J.R. (1973) Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements. *Earth and Planetary Science Letters,* Vol. 19, 290-300.

PEARCE J.A., HARRIS N.B.W. and TINDLE A.G. (1984a). Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology,* Vol. 5, 956-983.

PEARCE J.A., LIPPARD S.J. and ROBERTS S. (1984b) Characteristics and tectonic significance of supra-subduction zone ophiolites. 77-96 *in* Marginal basin geology. KOKELAAR B.P. and HOWELLS M.F. (editors). *Special Publication of the Geological Society of London,* No. 16.

PICHLER H. and ALY S. (1983) Neue K-Ar-Alter plutonischer Gesteine in Ecuador. [New K-Ar dates of plutonics rocks in Ecuador]. *Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft,* Vol. 134, 495-506.

PITCHER W.S. (1983) Granite type and tectonic environment. 19-40 in *Mountain building processes.* HSU K. (editor). (London: Academic Press).

PILLAJO E. (1982) Origen del oro aluvial en el Ecuador. [The origin of alluvial gold in Ecuador]. *Flysch,* Vol. 3, 48-73.

PILLAJO E. and BÁEZ N. (1983) Mapa del potencial aurífero aluvial de la República del Ecuador. [Alluvial gold potential map for Ecuador]. Dirección General de Geología y Minas, Quito (Unpublished).

PLATT J.P. (1987) The uplift of high pressure-low temperature metamorphic rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London,* Vol. A.321, 87-102.

PUIG C. and PAZMIÑO H. (1990) Desarrollo minero de San Bartolomé. [The mineral Development of San Bartolomé]. *Minería Ecuatoriana,* No. 2, 21-24.

PUTZER A. and SCHNEIDER A. (1958) Informe sobre investigaciones de yacimientos en el Ecuador. [Report on mineral investigations in Ecuador] Misión Alemana-Servicio Nacional de Geología y Minas, Quito. (Unpublished).

RAMOS V.A. (1989) The birth of southern South America. *American Scientist,* Vol. 77, 444-450.

REAVY R.J. (1989) Structural controls on metamorphism and syntectonic magmatism: the Portuguese Hercynian collision belt. *Journal of the Geological Society of London,* Vol. 146, Part 4, 649-658.

RESTREPO J.J. and TOUSSAINT J.F. (1988) Terranes and continental accretion in the Colombian Andes. *Episodes,* Vol. 11, No. 3, 189-193.

RESTREPO-PACE P.A. (1992) Petrotectonic characterization of the Central Andean Terrane, Colombia. *Journal of South American Earth Sciences,* Vol. 5, No. 1, 97-116.

RIBADENEIRA J.A. (1960) Varios minerales. [Various minerals]. *Servicio Nacional de Geología y Minas, Archivo Técnico,* No. 139-2 (Unpublished).

RIDING J.B. (1987) Dinoflagellate cyst stratigraphy of the Nettleton Bottom borehole (Jurassic: Hettangian to Kimmeridgian), Lincolnshire, England. *Proceedings of the Yorkshire Geological Society,* Vol. 46, 231-266.

ROPERCH P., MEGARD F., LAJ C., MOURIER T., CLUBE T. and NOBLET C. (1987) Rotated oceanic blocks in western Ecuador. *Geophysical Research Letters,* Vol. 14, No. 5, 558-561.

ROSS M.I. and SCOTESE C.R. (1988) A hierarchical tectonic model of the Gulf of México and Caribbean region. *Tectonophysics,* Vol. 155, 139-168

SALAZAR E. (1988) Nambija: conocimiento geológico y mineralógico hasta el presente. [Nambija: present geological and mineralogical knowledge]. Internal Report, Instituto Ecuatoriano de Minería, Quito. (Unpublished).

SALAZAR E., CILSO E. and DIAZ L. (1986) Mapa geológico de la Hoja San Gabriel. [Geological map of the San Gabriel sheet]. Instituto Ecuatoriano de Minería, Quito.

SAUER W. (1950) Mapa geológico del Ecuador 1:1500000. [Geological map of Ecuador 1:1500000]. (Quito: Universidad Central and Dirección de Minería).

SAUER W. (1957) El mapa geológico del Ecuador. Memoria explicativa. [Geological map of Ecuador; explanatory report]. (Quito: Universidad Central).

SAUER W. (1958) El Cerro Hermoso de los Llanganates en el Ecuador. [Cerro Hermoso of the Llanganates in Ecuador]. *Boletín Instituto Científico Nacional, Quito,* Vol. 8, No. 75, 465-499.

SAUER W. (1965) *Geología del Ecuador.* [*Geology of Ecuador*] (Quito: Ministerio de Educación).

SCHNEIDER H.J. and LEHMANN B. (1977) Contribution to a new genetic concept of the Bolivian tin province. 153-168 in *Time and stratabound or deposits.* (Berlin: Springer-Verlag).

SEVERNE B., PEÑAHERRERA P.F. and FIALLOS V.S. (1978) Uranium exploration in Ecuador. International Atomic Energy Agency-AG-162/12, 179-189.

SHACKLETON R.M., RIES A.C., COWARD M.P. and COBBALD P.R. (1979) Structure, metamorphism and geochronology of the Arequipa Massif of coastal Perú. *Journal of the Geological Society of London,* Vol. 136, 195-214.

SHEPPARD G. and BUSHNELL G.H.S. (1933) Metamorphic rocks of the eastern Andes near Cuenca, Ecuador. *Geological Magazine,* Vol. 70, 321-330.

SILLITOE R.H. (1972) Relation of metal provinces in western America to subduction of oceanic lithosphere. *Bulletin of the Geological Society of America,* Vol. 83, 813-818.

SILLITOE R.H. (1993) Gold and copper metallogeny of the Central Andes – past, present and future exploration objectives. *Economic Geology,* Vol. 87, 2205-2216.

SOLER P. and SEBRIER M. (1990) Nazca slab retreat versus compressional deformation in the Central Andes since Late Oligocene times. 187-190 in *Colloques et Séminaires, Symposium International Géodynamique Andine, Grenoble* (Paris : ORSTOM).

SOULAS J., EGÜEZ A., YÉPEZ J. and PÉREZ H. (1991) Tectónica activa y riesgo sísmico de los Andes ecuatorianos en el extremo sur de Colombia. [Active tectonics and seismic risks of the Ecuadorian Andes and southern Colombia]. *Boletín Geológico Ecuatoriano,* Vol 2, No. 1, 3-12.

SPINDLER J.P. and HERRERA J.I. (1959) Reconocimiento geológico del Cerro Pilzhum y de la zona Taday-Pindilig. [Reconnaissance Geology of Cerro Pilzhum and the Taday-Pindilig area]. *Report Misión geológica-minera Franco-Ecuatoriana, Quito,* No. 7. (Unpublished).

STEIGER R.H. and JAEGER E. (1977) Subcommission on Geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmo-chronology. *Earth and Planetary Sciences Letters,* Vol. 36, 356-362

STOLL W.C. (1962) Notes on the mineral resources of Ecuador. *Economic Geology,* Vol. 57, No. 5, 799-805.

STOREY B.C. (1993) The changing face of late Precambrian and early Palaeozoic reconstructions. *Journal of the Geological Society of London,* Vol. 150, Part 4, 665-668.

STRECKEISEN A. (1976). To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews,* Vol. 12, 1-33.

SUÁREZ M. and BELL C.M. (1992) Triassic rift-related sedimentary basins in northern Chile (24°-29°S). *Journal of South American Earth Sciences,* Vol. 6, No. 3, 109-121.

SYLVESTER A.G. (1988) Strike-slip faults. *Bulletin of the Geological Society of America,* Vol. 100, 1666-1703.

TAYLOR H.P. (1967) The zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska. 97-121 in *Ultramafic and related rocks.* WYLLITE P.J. (editor). (New York: Wiley).

TIBALDI A. and FERRARI L. (1992) Latest Pleistocene-Holocene tectonics of the Ecuadorian Andes. 109-126 *in* Andean geodynamics. OLIVER R.A., VATIN-PÉRIGNON N. and LAUBACHER G. (editors). *Tectonophysics,* Vol. 205.

TROUW R. (1976) *Cuatro cortes por la faja metamórfica de la Cordillera Real, Ecuador.* [*Four traverses across the metamorphic belt of the Cordillera Real, Ecuador*]. (Guayaquil: Escuela Politécnica del Litoral).

TSCHOPP H.J. (1948) Geologische Skizze von Ekuador. [Geological sketch of Ecuador]- *Bulletin de l'Association. Suisse de Géologie Ingénieur et Petrologie,* Vol. 15, No. 48, 14-15.

TSCHOPP H.J. (1953) Oil explorations in the Oriente of Ecuador. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists,* Vol. 37, No. 10, 2303-2347.

TSCHOPP H.J. (1956) Upper Amazon Basin geological province. 253-267 *in* Handbook of South American geology. *Memoir of the Geological Society of America,* Vol. 65.

UNDP (1969) Survey of metallic and nonmetallic minerals. *Technical Reports, UN Development Programme, New York,* Nos. 1-3

UNDP (1972) Survey of metallic and nonmetallic minerals (Phase II). *Technical Reports, UN Development Programme, New York,* Nos. 12-17.

VAN THOURNOUT F., HERTOGEN J. and QUEVEDO L. (1992) Allochthonous terranes in northwestern Ecuador. 205-222 *in* Andean geodynamics. OLIVER R.A., VATIN-PÉRIGNON N. and LAUBACHER G. (editors). *Tectonophysics,* Vol. 205.

VAN THOURNOUT F. and PIEDRA J. (1986) Informe sobre la zona de Sardinas, Provincia de Napo. [Report on the Sardinas area, Napo Province]. Instituto Ecuatoriano de Minería. (Unpublished).

VAN THOURNOUT F., VALENZUELA G., MERLYN M. and SALEMINK J. (1991) Portovelo: mineralización epitermal en relación con una caldera riolítica. [Portovelo: epithermal mineralisation related to a rhyolitic caldera]. *Boletín Geológico Ecuatoriano,* Vol. 2, No. 1, 13-26.

VERA R. (1980) La fosforita uranífera, Río Chingual, Provincia del Napo. [The uraniferous phosphate, Río Chingual, Napo Province]. *Politécnica, Quito,* Vol. V, No. 2, 47-55.

VERA R. and VIVANCO G. (1983) Estudio Estructural del Cerro Hermoso de los Llanganates. [Structural study of Cerro Hermoso of the Llanganates]. III Congreso Ecuatoriano de Ingenieros geológicos, de minas y petróleos, Quito, 1-15.

WASSON T. and SINCLAIR J.H. (1923) Geological explorations east of the Andes in Ecuador. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists,* Vol. 11, No. 12, 1253-1281.

WINCHESTER J.A. and FLOYD P.A. (1977) Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology,* Vol. 20, 325-343.

WILKINSON A. (1982) Exploration for phosphate in Ecuador. *Transactions of the Institution of Mining and Metallurgy,* Vol. 91, B130-B145.

WINKLER H.G.F. (1967) *Petrogenesis of metamorphic rocks* (2^{nd} edition). (New York: Springer-Verlag).

WINKLER H.G.F. (1976) *Petrogenesis of metamorphic rocks* (4^{th} edition). (New York: Springer-Verlag).

WINTER Th., IGLESIAS R. and LAVENU A. (1990) Presencia de un Sistema de fallas activas en el sur del Ecuador. [A system of active faults in southern Ecuador]. *Boletín Geológico Ecuatoriano,* Vol. 1, No. 1, 53-68.

WOLF T (1892) Geografía y geología del Ecuador. [Geography and geology of Ecuador]. (Leipzig: Brockhaus)

WOODCOCK N.H. (1986) The role of strike-slip faults at plate boundaries. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London,* Vol. A.317. 13-29.

WOOLLAM R. and RIDING J.B. (1983) Dinoflagellate cyst zonation of the English Jurassic. *Report of the Institute of Geological Sciences,* No. 83/2.

ZAMORA A. and POTHE DE BALDIS E. (1988) Nuevos aportes al conocimiento del Paleozoico del Ecuador. [New contributions to the understanding of the Palaeozoic of Ecuador]. *Minería Ecuatoriana,* INEMIN, Quito, Vol. 1, 54.

ZEIL W. (1979) The Andes, a geological review. (Berlín: Gebrüder Borntraeger).

APÉNDICE 1

Datos geocronológicos

UBICACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE MUESTRAS

Muestra no.	Tipo(s) de roca	Área	Carta topográfica*	Referencia de cuadrícula
Gneises con granate, Unidad Agoyán				
CCR/87/11A-E	Gneises/esquistos con moscovita biotita, granate	vía Baños-Puyo	Baños (c)	7939-8458
				7918-8457
Gneises con granate/anfibolita, Unidad Agoyán, Papallacta				
CCR/87/4	Anfibolita biotítica	pueblo de Papallacta	Papallacta (c)	8184-99596
CRSH/891A	Anfibolita con granate	bloque rodado, Río Chalpi Grande	Papallacta (c)	8246-99608
CRSH/89/1B-C	Gneises con biotita, granate, ± moscovita	bloques rodados, Río Chalpi Grande	Papallacta (c)	8246-99608
Anfibolita/gneises con granate de la Unidad Sabanilla, Valladolid				
CCR/87/24A	Anfibolita	Norte de Valladolid	Valladolid	7079-94983
CCR/87/24B	Pegmatita con moscovita	Norte de Valladolid	Valladolid	7079-94984
CCR/87/24C	Pegmatita con moscovita	Sur de Valladolid	Valladolid	7075-94935
CCR/87/24D	Pegmatita con biotita	cerca de Palanda	Valladolid	7074-94868
CRSH/89/10A-D	Migmatitas/gneises granatíferos	bloques rodados, Río Valladolid	Valladolid	7075-94976
Ortogneises de la Unidad Sabanilla, vía Loja-Zamora				
CCR/87/23A-H	Ortogneises con biotita	Este de Sabanilla	Loja Norte	7199-9562
				7199-95588
CRSH/89/12A-C	Ortogneises con biotita	Este de Sabanilla	Loja Norte	7199-95587
CRSH/89/12D-J	Ortogneises migmatíticos con biotita	Este de Sabanilla	Loja Norte	7197-95600
FV57/FV58	Ortogneises con biotita	Este de Sabanilla	Loja Norte	7194-95614
Ortogneises de la Unidad Tres Lagunas, Sur de Sigsig				
CCR/87/14A-D	Ortogneises con biotita + xenolito ígneo (14C)	bloques rodados, Río Santa Bárbara, Mina Peggy	Sigsig	7476-96578
Ortogneises de la Unidad Tres Lagunas, Norte del margen de la cuenca Malacatus				
CRSH/89/11A-F	Ortogneises graníticos con biotita ± moscovita ± turmalina	Quebrada La Picota	Nambacola	6917-95396
CRSH/89/11G-J	Ortogneises graníticos con biotita ± moscovita ± turmalina	Quebrada Cobalera	Nambacola	6914-95399
Ortogneises de la Unidad Tres Lagunas, Tres Lagunas, Este de Saraguro				
CRSH/89/14A-K	Variante aplítica con biotita ± moscovita ± turmalina (14K)	Río Negro	Saraguro	c. 712-9604
Anfibolita de la Unidad Piedras				
CRSH/89/5A-B	Anfibolitas	puente Arenillas	Arenillas	6049-96072
Unidad Piedras, anfibolita de Portovelo				
CRSH/89/8A-B	Anfibolitas	Oeste de Portovelo	Zaruma	8519-95882
Gneises con granate de la Unidad La Victoria				
CRSH/89/6A-E	Pegmatitas félsicas y gneises con granate-biotita	Río Piedras, Norte de La Bocana	La Avanzada	6213-95955
Gneises pegmatíticos de la Unidad La Victoria				
CRSH/89/7A-B	Pegmatita con moscovita-turmalina y granito con biotita-moscovita	Río El Negro, Sur de La Bocana	Marcabelí	6218-95911
CRSH/89/19	Pegmatita con moscovita-turmalina	bloque rodado, Río Piedras en La Bocana	Marcabelí	6219-95927

Muestra no.	Tipo(s) de roca	Área	Carta topográfica*	Referencia de cuadrícula
Plutón Marcabelí				
CRSH/89/4A-E	Granitos con biotita-moscovita	cantera Balsas	Marcabelí	6308-95837
CRSH/89/4F-J	Granitos con biotita-moscovita	Suroeste de Marcabelí	Marcabelí	6188-95775
Batolito Zamora				
CCR/87/16A-H	Granodioritas con hornblenda/dioritas con hornblenda + veta félsica (16D)	área de La Paz	Yantzaza	7362-95864
				7369-95845
CCR/87/17	Diorita con hornblenda	bloque rodado, Qda. Curishpe, Sur de La Paz	Yantzaza	7368-95845
CCR/87/18	Andesita porfirítica con hornblenda-feldespato	bloque rodado, Qda. Curishpe, Sur de La Paz	Yantzaza	7368-95845
CCR/87/19	Granodiorita con hornblenda	Qda. Maycunantza, Sur de La Paz	Yantzaza	7351-95830
CCR/87/20	Granodiorita con hornblenda-biotita	Sur de La Paz	Yantzaza	7340-95783
CCR/87/21A-J	Granodioritas con hornblenda-biotita + veta félsica (21C) + xenolito parcialmente digerido (21D)	Sur de la Qda. Chapintza	Guaysimi	7660-95530
		área de Paquisha		7652-95540
CCR/87/22A-F	(?)Monzogranitos rosados porfiríticos con biotita-hornblenda + microdiorita con hornblenda (22F)	área del Río Pituca y Río Jambue	Zamora	7294-95428
				7288-95432
CCR/87/25	Dique andesítico porfirítico con hornblenda	vía Palanda-Zumba	Río Mayo	7074-94804
CCR/87/26A-E	Dioritas/granodioritas con hornblenda-biotita	vía Palanda-Zumba	Río Mayo	7074-94809
				7075-94781
CRSH/89/13A-B	Dioritas con hornblenda	Río Chicana Este de La Paz	Yantzaza	7432-95930
FV60	Diorita/granodiorita porfirítica con hornblenda	bloque rodado de Guaysimi Sur de Paquisha	Guaysimi	7575-95527
RM1	Granodiorita con hornblenda-biotita	Río Mayo	Zumba	7144-94536
FV681	Granodiorita con hornblenda-biotita	Este de Palanda	Valladolid	7218-94880
FV485	Granodiorita con hornblenda-biotita	Qda. de Los Derrumbes Este de Valladolid	Valladolid	7175-94972
Batolito Abitagua				
CCR/87/5A-I	Granodioritas con hornblenda-biotita + material félsico	vía Cosanga-Tena (c.55 km al Norte de Tena)	Cosanga (c)	-
CCR/87/6A, B, D, G-K	Granodioritas con hornblenda-biotita + veta félsica	vía Baños-Puyo	Mera (c)	8131-98442
				8127-98444
CCR/87/6C, E, F	Granodioritas rosadas porfiríticas con hornblenda-biotita	vía Baños-Puyo	Mera (c)	8148-98405
				8127-98444
CCR/87/7	Dique andesítico con hornblenda	vía Baños-Puyo	Mera (c)	8147-98404
ADML5	Granodiorita con hornblenda	bloque rodado, Río Zúñag, vía Baños-Puyo	Mera (c)	8127-98444
CCR/87/8A-I	Leucogranitos + veta aplítica (8I) pegmatita con ±cuarzo-feldespato (8C)	vía Baños-Puyo	Baños (c)	8058-98448
				8039-98449
CCR/87/9	Granodiorita con biotita	vía Baños-Puyo	Baños (c)	8039-98450
CCR/87/10A-B	Dioritas con hornblenda-biotita	vía Baños-Puyo	Baños (c)	8009-8452
ADML4	Dioritas con hornblenda-biotita	bloque rodado en Río Verde, vía Baños-Puyo	Baños (c)	8009-8452
Batolito Chingual, vía Santa Bárbara-La Bonita				
CCR/87/2A-J	Ortogneises con biotita	Noroeste de Pimampiro	Huaca (c)	8869-100605
				8871-100595

Muestra no.	Tipo(s) de roca	Área	Carta topográfica*	Referencia de cuadrícula
Plutón Sacha				
CCR/87/3	Diorita con hornblenda-biotita	Qda. Tungurahua	Huaca (c)	8834-100690
Plutón Pimampiro				
CCR/87/1A	Diorita con hornblenda-biotita	cerca de Mataqui	Pimampiro	1744-00420
CCR/87/1C	Diorita con hornblenda-biotita	Quebrada Manzanal	Pimampiro	1785-00438
Plutón Magtayán				
CCR/87/13A-C	Dioritas con biotita hornblenda y gabro con hornblenda (13B)	área de Osogochi	Totoras	7678-97580 7621-97520
Plutón Ishpingo, vía Cuenca-Limón				
FV83	Granodiorita con biotita	-	Principal (c)	7650-96663
Plutón San Lucas				
CCR/87/28A-C	Granodioritas rosadas porfiríticas con biotita	Quebrada Tuntún	Santiago	6933-95849
FV11	Granodiorita con hornblenda	Quebrada Bucashi	Santiago	6928-95857
FV15	Granodiorita con hornblenda-biotita	-	Las Juntas	6948-95785
FV34	Granodiorita con biotita	Quebrada El Gallo	Loja Norte	6985-95740
Complejo ígneo máfico Tampanchi				
CRSH/89/17A-C	Basalto con hornblenda, hornblenditas pegmatíticas y gabro con hornblenda	-	Cola de San Pablo	7625-97080
Plutón Catamayo				
CCR/87/29A-B	Granodiorita con biotita	vía Loja-La Toma	Catamayo (La Toma)	-
Plutón Pichinal				
CRSH/89/15	Granodiorita con biotita	Río Pinchinal	Saraguro	7045-95999
Plutón Pungalá				
CCR/87/12A-C	Granodioritas con hornblenda, biotita	-	Guamote y Riobamba	7680-97965 7680-98000
Batolito Portachuela, camino de Jimbura a Zumba				
CCR/87/27A-B	Pórfido félsico biotítico	-	Laguna Cox	6773-94723
CCR/87/27C-G	Dioritas y granodioritas con hornblenda-biotita	-	Laguna Cox	6755-94744 6745-94765

* Cartas topográficas 1:50000, publicadas por Instituto Geográfico Militar Quito;

(c) indica mapa con base topográfica no controlada, sin curvas de nivel (censal)

DATOS ANALÍTICOS Rb-Sr

Muestra no.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}$	$\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}$
Ortogneises de la Unidad Sabanilla, cerca de Zamora				
CRSH/89/12A	106.2	188.7	1.6714	0.71801
CRSH/89/12B	97.8	207.8	1.3973	0.71690
CRSH/89/12C	83.7	182.5	1.3628	0.71686
CRSH/89/12D	82.8	178.6	1.3767	0.71671
CRSH/89/12E	104.0	204.9	1.5065	0.71717
CRSH/89/12F	100.3	191.3	1.5575	0.71740
CRSH/89/12G	117.5	209.9	1.6629	0.71742
CRSH/89/12H	87.9	188.6	1.3848	0.71671
CRSH/89/12I	82.7	176.2	1.3946	0.71670
CRSH/89/12J	73.5	214.5	1.0175	0.71596
CCR/87/23A	123	204	1.747	0.71788
CCR/87/23B	110	197	1.601	0.71774
CCR/87/23C	45.2	201	0.6521	0.71436
CCR/87/23D	128	208	1.768	0.71776
CCR/87/23E	119	210	1.633	0.71682
CCR/87/23F	128	192	1.931	0.71716
CCR/87/23G	96.3	231	1.205	0.71546
CCR/87/23H	121	124	2.833	0.72173
Ortogneises de la Unidad Tres Lagunas				
CRSH/89/11A	124.5	142.0	2.6054	0.71922
CRSH/89/11B	124.6	138.3	2.6795	0.71994
CRSH/89/11C	129.5	133.8	2.8755	0.71967
CRSH/89/11D	117.5	144.6	2.4150	0.71883
CRSH/89/11E	126.1	137.1	2.7307	0.71975
CRSH/89/11F	131.9	168.0	2.3324	0.71871
CRSH/89/11G	138.7	99.5	4.1415	0.72156
CRSH/89/11H	134.3	131.1	3.0438	0.72075
CRSH/89/11I	135.1	129.4	3.0908	0.72082
CRSH/89/14A	189.7	95.0	5.9439	0.72867
CRSH/89/14B	174.8	106.9	4.8606	0.72590
CRSH/89/14C	186.7	93.3	5.9499	0.72893
CRSH/89/14D	182.7	102.0	5.3283	0.72839
CRSH/89/14E	175.1	97.3	5.3507	0.72684
CRSH/89/14G	186.3	97.7	5.6710	0.72905
CRSH/89/14H	197.0	85.8	6.8323	0.73043
CRSH/89/14I	173.7	103.2	5.0067	0.72579
CRSH/89/14J	169.8	109.9	4.5905	0.72520
CRSH/89/14K	144.7	102.1	4.1989	0.72379
Batolito Abitagua				
CCR/87/5A	159	22.7	20.42	0.75183
CCR/87/5B	85.9	285	0.8717	0.70652
CCR/87/5C	156	26.3	17.29	0.74410
CCR/87/5D	87.0	259	0.9730	0.70677
CCR/87/5E	160	23.4	19.85	0.74963
CCR/87/5F	66.5	421	0.4574	0.70560
CCR/87/5G	92.3	389	0.6868	0.70620
CCR/87/5H	103	327	0.9044	0.70664
CCR/87/5I	150	54.1	8.016	0.72298
CCR/87/6B	132	428	0.8886	0.70667
CCR/87/6D	130	98.5	3.821	0.71348
CCR/87/6G	225	15.2	43.31	0.80394
CCR/87/6H	105	355	0.8319	0.70670
CCR/87/6I	93.1	382	0.7041	0.70615
CCR/87/6J	235	10.3	67.85	0.86170
CCR/87/6K	54.9	959	0.1659	0.70494

Muestra no.	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$\frac{^{87}Rb}{^{86}Sr}$	$\frac{^{87}Sr}{^{86}Sr}$
Batolito Zamora, área de La Paz				
CCR/87/16D	82.6	46.2	5.190	0.71840
CCR/87/16E	42.7	247	0.5469	0.70609
CCR/87/16F	51.1	238	0.6231	0.70622
CCR/87/16G	14.9	374	0.1160	0.70499
CCR/87/16H	26.1	270	0.2802	0.70530
Batolito Zamora, área de Paquisha				
CCR/87/21A	66.2	391	0.4904	0.70631
CCR/87/21B	70.7	367	0.5582	0.70665
CCR/87/21D	63.9	432	0.4281	0.70629
CCR/87/21E	79.1	391	0.5844	0.70668
CCR/87/21F	96.7	339	0.8275	0.70734
CCR/87/21G	62.8	364	0.4993	0.70635
Batolito Zamora, área del Río Pituca				
CCR/87/22A	105	373	0.8170	0.70660
CCR/87/22B	71.8	181	1.139	0.70770
CCR/87/22C	103	387	0.7701	0.70645
CCR/87/22D	107	385	0.8054	0.70649
CCR/87/22E	96.8	388	0.7213	0.70640
CCR/87/22F	59.2	674	0.2545	0.70460
Batolito Zamora, área de Palanda				
CCR/87/26A	58.6	329	0.5161	0.70617
CCR/87/26B	56.0	335	0.4848	0.70612
CCR/87/26C	53.5	325	0.4863	0.70599
CCR/87/26D	47.3	359	0.3821	0.70592
CCR/87/26E	42.4	353	0.3476	0.70578
Batolito Azafrán				
CCR/87/8A	100	86.5	3.345	0.71029
CCR/87/8B	127	70.8	4.817	0.71291
CCR/87/8D	109	77.1	4.074	0.71160
CCR/87/8E	110	75.5	4.229	0.71171
CCR/87/8F	111	71.0	4.495	0.71223
CCR/87/8G	111	80.5	3.984	0.71147
CCR/87/8H	104	60.3	5.004	0.71309
Batolito Chingual				
CCR/87/2B	38.2	467	0.2368	0.70414
CCR/87/2C	44.4	353	0.3640	0.70450
CCR/87/2D	43.6	335	0.3999	0.70460
CCR/87/2E	31.6	517	0.1766	0.70406
CCR/87/2F	30.6	507	0.1748	0.70402
CCR/87/2G	31.2	507	0.1779	0.70413
CCR/87/2J	44.7	417	0.3106	0.70428
CCR/87/2J	46.6	405	0.3326	0.70433
Plutón San Lucas				
CCR/87/28A	130	123	3.049	0.70703
CCR/87/28B	154	79.9	5.561	0.70887
CCR/87/28C	82.2	263	0.9165	0.70536

Datos analíticos y edades calculadas K-Ar

Muestra no.	K (%)	$^{40}Ar_{atm}$ **(%)**	$^{40}Ar_{rad}$ **(nl/g)**	**Edad (Ma)**
Gneises con granate, Agoyán				
CCR/87/11B (mica)	0.135	95.3	0.421	78 ± 33
CCR/87/11D (mica)	0.156	94.6	0.457	74 ± 27
CCR/87/11E (mica)	0.472	79.1	1.413	75 ± 7
Gneises con granate, anfibolita, Papallacta				
CCR/87/4 (hb)	0.612	19.3	9.563	363 ± 9
‡		39.0	9.794	371 ± 10
CRSH/89/1A (hb)	0.294	76.51	4.301	342 ± 23
‡	0.294	44.89	3.815	306 ± 10
CRSH/89/1B (bt)	5.817	27.13	243.146	844 ± 20
‡	5.741	9.29	253.597	881 ± 44
CRSH/89/1C (msc)	6.965	50.93	20.373	74 ± 3
Gneises con granate de la Unidad Sabanilla, Valladolid				
CCR/87/24A (hb)	0.584	64.6	3.012	128 ± 6
‡		71.4	3.178	135 ± 8
CCR/87/24A (bt)	5.38	40.8	16.30	76 ± 3
CCR/87/24B (msc)	8.36	54.8	22.48	77 ± 3
CCR/87/24C (msc)	7.39	51.4	21.6	65 ± 2
CCR/87/24D (bt)	7.09	12.6	20.35	72 ± 2
CCR/89/10A (msc)	6.54	43.85	17.809	69 ± 2
CCR/89/10A (bt)	7.02	28.51	23.672	85 ± 2
CCR/89/10C (msc)	6.50	58.22	18.926	73 ± 3
CCR/89/10C (bt)	7.20	23.56	23.274	81 ± 2
CCR/89/10D (bt)	7.41	32.83	24.085	82 ± 2
Ortogneises de la Unidad Sabanilla, vía Loja-Zamora				
CCR/87/23D (bt)	7.81	25.7	25.44	82 ± 3
CCR/87/23E (bt)	7.64	22.9	24.93	82 ± 3
CCR/87/23F (bt)	7.58	31.3	24.69	82 ± 3
CRSH/89/12A (msc)	6.09	33.14	15.841	66 ± 2
CRSH/89/12A (bt)	7.82	32.67	26.348	84 ± 3
CRSH/89/12C (msc)	5.72	50.44	14.86	66 ± 2
CRSH/89/12C (bt)	7.78	15.23	26.784	86 ± 2
FV57 (bt)	5.96	27.3	19.7	83 ± 2
FV58 (bt)	6.46	24.6	24.9	97 ± 3
Ortogneises de la Unidad Tres Lagunas, Sur de Sigsig				
CCR/87/14A (bt)	6.03	41.6	19.5	81 ± 3
CCR/87/14D (bt)	6.10	55.0	20.83	86 ± 4
Ortogneises de la Unidad Tres Lagunas, cuenca Malacatus				
CRSH/89/11A (msc)	7.45	44.87	29.642	100 ± 3
CRSH/89/11A (bt)	7.43	85.80	18.996	65 ± 9
CRSH/89/11B (msc)	7.32	18.07	28.793	99 ± 3
CRSH/89/11B (bt)	7.43	67.56	18.531	63 ± 3
CRSH/89/11F (msc)	7.75	32.59	30.615	99 ± 3
CRSH/89/11F (bt)	7.26	46.30	18.827	65 ± 2
Unidad Tres Lagunas, Tres Lagunas, Saraguro				
CRSH/89/14D (msc)	6.29	61.01	16.812	68 ± 3
CRSH/89/14D (bt)	7.22	25.96	17.619	62 ± 2
CRSH/89/14E (msc)	8.13	36.11	23.584	73 ± 2
CRSH/89/14E (bt)	7.09	33.25	14.109	50 ± 2
CRSH/89/14F (msc)	7.77	47.33	21.186	69 ± 2
CRSH/89/14F (bt)	7.26	43.42	17.725	62 ± 2
Anfibolitas Arenillas				
CRSH/89/5A (hb)	0.370	91.23	1.062	72 ± 15
CRSH/89/5B (hb)	0.358	76.17	1.051	74 ± 6
‡	0.358	81.36	1.080	76 ± 7

Muestra no.	**K (%)**	$^{40}Ar_{atm}$ **(%)**	$^{40}Ar_{rad}$ **(nl/g)**	**Edad (Ma)**
Complejo Piedras, anfibolitas Portovelo				
CRSH/89/8A (hb)	0.07	88.72	0.602	224 ± 34
CRSH/89/8B (hb)	0.05	75.43	1.389	647 ± 37
Unidad La Victoria, gneises con granate				
CRSH/89/6B (bt)	6.26	28.24	54.375	211 ± 6
CRSH/89/6C (msc)	7.04	11.08	61.822	213 ± 6
CRSH/89/6D (msc)	5.68	14.82	48.492	207 ± 6
Unidad La Victoria, gneises pegmatíticos				
CRSH/89/7A (msc)	8.45	32.94	76.941	220 ± 6
CRSH/89/7A (bt)	7.47	8.67	66.548	216 ± 6
CRSH/89/19 (msc)	8.51	15.30	65.994	189 ± 5
Plutón Marcabelí				
CRSH/89/4A (msc)	8.405	9.72	74.353	214 ± 6
CRSH/89/4A (bt)	7.497	72.05	61.798	201 ± 12
CRSH/89/4H (msc)	6.997	74.92	55.487	193 ± 13
CRSH/89/4H (bt)	7.651	7.06	70.042	221 ± 6
Batolito Zamora				
CCR/87/16C (hb)	0.371	88.5	2.009	134 ± 21
CCR/87/16H (hb)	0.289	71.8	2.107	178 ± 10
CCR/87/17 (hb)	0.277	40.6	1.776	191 ± 10
CCR/87/18 (hb)	0.168	71.9	1.602	230 ± 14
CCR/87/19 (hb)	0.205	50.2	1.581	188 ± 6
CCR/87/20 (hb)	0.591	40.1	4.356	126 ± 4
CCR/87/20 (bt)	2.34	37.3	15.77	166 ± 5
CCR/87/21A (hb)	0.99	64.0	6.134	153 ± 10
CCR/87/21A (bt)	3.93	25.7	24.32	153 ± 4
CCR/87/21G (hb)	0.971	45.6	6.036	153 ± 12
CCR/87/21G (bt)	5.16	25.3	32.78	156 ± 5
CCR/87/22B (bt)	4.7	20.8	34.2	178 ± 5
CCR/87/22E (hb)	0.32	64.2	2.363	181 ± 14
CCR/87/25 (hb)	0.382	34.7	2.208	143 ± 7
CCR/87/26B (hb)	0.499	78.8	3.562	175 ± 14
CCR/87/26B (bt)	4.19	24.1	29.34	172 ± 5
CCR/87/26C (hb)	0.549	78.6	4.172	186 ± 14
CCR/87/26C (bt)	5.21	38.7	39.87	187 ± 6
CCR/87/26E (hb)	0.375	78	2.688	176 ± 13
CCR/87/26E (bt)	2.13	34.1	15.53	178 ± 5
CRSH/89/13A (hb)	0.17	63.96	1.331	193 ± 9
CRSH/89/13B (hb)	0.16	81.95	1.230	187 ± 17
FV60 (hb)	0.570	35.7	3.49	151 ± 5
RM1 (hb)	0.593	59.3	3.161	132 ± 5
RM1 (bt)	4.64	15.9	19.29	104 ± 3
FV681 (hb)	0.916	22.5	5.708	153 ± 5
FV681 (bt)	5.67	23.5	34.53	150 ± 4
FV485 (hb)	0.481	37.6	3.247	166 ± 5
FV485 (bt)	4.04	52.0	28.73	174 ± 6
Batolito Abitagua				
CCR/87/5G (hb)	0.849	58.9	4.638	135 ± 8
CCR/87/6A (hb)	0.569	56.6	3.512	152 ± 7
‡		65.3	3.806	164 ± 10
CCR/87/6A (bt)	0.537	73.1	2.724	126 ± 12
CCR/87/7 (hb)	0.323	57.8	2.206	168 ± 8
‡		59.8	2.298	174 ± 8
ADML5 (hb)	0.755	47.6	5.21	169 ± 6

Datos analíticos y edades calculadas K-Ar (*continuación*)

Muestra no.	K (%)	$^{40}Ar_{atm}$ (%)	$^{40}Ar_{rad}$ (nl/g)	Edad (Ma)
Batolito Azafrán				
CCR/87/8E (bt)	2.54	57.5	4.706	47 ± 2
CCR/87/9 (bt)	5.914	37.2	11.79	51 ± 2
‡		50.3	11.38	49 ± 2
CCR/87/10A (hb)	0.995	64.9	5.145	128 ± 7
CCR/87/10A (bt)	5.02	27.9	25.96	128 ± 4
CCR/87/10B (hb)	0.827	40.0	5.777	171 ± 5
CCR/87/10B (bt)	5.296	14.5	38.02	176 ± 5
ADML4 (hb)	0.757	26.9	5.26	171 ± 5
Batolito Chingual				
CCR/87/2C (bt)	6.95	64.5	5.399	20 ± 1
CCR/87/2E (bt)	7.81	54.1	5.672	19 ± 1
‡	6.41	69.1	4.821	19 ± 1
Plutón Sacha				
CCR/87/3 (hb)	0.679	73.4	0.904	34 ± 4
‡		63.8	0.816	31 ± 3
CCR/87/3 (bt)	6.629	60.4	6.536	25 ± 1
Plutón Pimampiro				
CCR/87/1A (hb)	0.363	59.8	1.172	81 ± 3
‡		77.8	1.142	79 ± 6
CCR/87/1A (bt)	4.27	46.9	14.18	84 ± 3
CCR/87/1C (hb)	0.371	54.4	1.341	91 ± 3
‡		62.3	1.389	94 ± 4
CCR/87/1C (bt)	4.72	21.6	13.71	73 ± 2
‡		58.2	13.73	73 ± 4
Plutón Magtayán				
CCR/87/13A (hb)	1.04	51.2	3.066	74 ± 3
CCR/87/13A (bt)	4.08	76.8	10.95	68 ± 5
CCR/87/13B (hb)	0.409	60.1	1.397	86 ± 5
‡		63.5	1.446	89 ± 4
CCR/87/13C (hb)	0.996	47.3	3.139	79 ± 3

Muestra no.	K (%)	$^{40}Ar_{atm}$ (%)	$^{40}Ar_{rad}$ (nl/g)	Edad (Ma)
Plutón Ishpingo, vía Cuenca-Limón				
FV83 (bt)	2.31	46.4	3.52	39 ± 4
Plutón San Lucas				
CCR/87/28A (bt)	7.18	13.7	16.08	57 ± 2
CCR/87/28B (bt)	7.62	36.9	17.57	58 ± 2
FV11 (bt)	4.84	35.0	9.85	52 ± 2
‡		37.7	9.71	51 ± 2
FV15 (hb)	0.702	69.8	1.82	66 ± 4
‡		63.8	1.70	61 ± 4
FV34 (bt)	6.83	35.8	15.8	59 ± 2
Complejo ígneo máfico Tampanchi				
CRSH/89/17A (hb)	0.53	63.40	1.386	66 ± 3
CRSH/89/17B (hb)	0.51	71.69	1.229	61 ± 4
CRSH/89/17C (wr)	0.12	88.29	0.276	61 ± 10
Plutón Catamayo				
CCR/87/29A (bt)	7.18	13.7	16.08	57 ± 2
CCR/87/29B (bt)	7.62	36.9	17.57	58 ± 2
Plutón Pichinal				
CRSH/89/15 (bt)	7.11	27.9	15.27	54 ± 4
Plutón Pungalá				
CCR/87/12A (hb/bt)	0.264	76.3	0.471	45 ± 4
CCR/87/12B (hb/bt)	1.969	51.9	3.276	42 ± 2
CCR/87/12C (hb)	1.25	53.2	2.080	42 ± 2
CCR/87/12C (bt)	5.07	38.2	8.298	42 ± 1
Batolito Portachuela				
CCR/87/27C (bt)	6.56	81.2	3.109	12 ± 1
‡		67.3	3.101	12 ± 1
CCR/87/27C (hb)	0.839	94.3	0.670	20 ± 1
CCR/87/27C (bt)	6.21	77.7	4.055	17 ± 1
CCR/87/27F (hb)	0.508	90.9	0.469	24 ± 5
CCR/87/27F (bt)	6.38	67.2	4.645	19 ± 1
CCR/87/27G (bt)	6.94	61.4	4.893	18 ± 1

Las edades fueron calculadas usando las constantes de decaimiento de Steiger y Jaeger (1977)

‡ análisis duplicado
atm atmosférico
bt biotita
hb hornblenda
msc moscovita
rad radiogénico
wr roca total

Datos analíticos Sm-Nd para los gneises de La Victoria

Muestra no.	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{^{147}Sm}{^{144}Nd}$	$\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd}$
CRSH/89/6A (wr)	5.59	30.63	0.1102	0.512075
CRSH/89/6A (gt)	4.56	14.52	0.1898	0.512220
CRSH/89/6B (wr)	7.63	37.41	0.1232	0.512132
CRSH/89/6B (gt)	6.62	23.54	0.1700	0.512170
CRSH/89/6C (wr)	6.33	34.64	0.1105	0.512074
CRSH/89/6C (gt)	4.22	10.73	0.2377	0.512280
CRSH/89/6D (wr)	7.92	40.13	0.1193	0.512111
CRSH/89/6D (gt)	5.53	16.74	0.1997	0.512245
CRSH/89/6E (wr)	7.23	38.83	0.1126	0.512099
CRSH/89/6E (gt)	4.83	14.93	0.1956	0.512237

wr roca total
gt granate

APÉNDICE 2

Datos geoquímicos

Ubicaciones de las muestras analizadas

Muestra No.	Unidades o área	Ubicación/Carta topográfica	Referencia de cuadrícula
Rocas ultramáficas: provincia de El Oro			
JR363A	Piedras	Carta de Arenillas	5908-95973
JR363B	Piedras	Carta de Arenillas	5908-95973
RB035G	Palenque	Carta de S. Rosa del Oro	6369-96271
JR303	Palenque	Carta de S. Rosa del Oro	6333-96244
JR305	Palenque	Carta de S. Rosa del Oro	6347-96236
JR397	Palenque	Carta de Chilla	6395-96248
JR398	Palenque	Carta de Chilla	6395-96248
JR400	Palenque	Carta de Chilla	6395-96249
JR231	El Toro	Carta de La Avanzada	6286-96033
JR284	El Toro	Carta de La Avanzada	6184-96045
JR335	El Toro	Carta de Arenillas	6044-96033
JR341	El Toro	Carta de La Avanzada	6110-96000
JR342	El Toro	Carta de La Avanzada	6110-96000
JR343	El Toro	Carta de La Avanzada	6110-96000
JR346	El Toro	Carta de Arenillas	6107-95993
Complejo ofiolítico Peltetec: Cordillera Real			
MN61C	Peltetec	Sección de vía de Río Blanco	7750-98253
MN63	Peltetec	Sección de vía de Alao	7716-97946
MN65A	Peltetec	Canal de irrigación de Huarguallá	7713-97923
MN61A	Peltetec	Sección de vía de Río Blanco	7750-98253
MN61B	Peltetec	Sección de vía de Río Blanco	7750-98253
MN64A	Peltetec	Sección de vía de Alao	7716-97946
MN64B	Peltetec	Sección de vía de Alao	7716-97946
MN65C	Peltetec	Canal de irrigación de Huarguallá	7713-97923
Rocas-verdes: Cordillera Real			
MN1A	Maguazo	vía Cuenca-Limón	7417-96849
MN1B	Upano	vía Baeza-Papallacta	8439-99498
MN1C	Upano	vía Baeza-Papallacta	8364-99531
AP01	Alao-Paute	Carta de Gualaceo	7428-96843
AP02	Alao-Paute	Carta de Gualaceo	7428-96843
AP03	Alao-Paute	Carta de Gualaceo	7486-96796
AP04	Alao-Paute	Carta de Córdova	7521-96784
AP05	Alao-Paute	Carta de Córdova	7221-96784
AP06	Alao-Paute	Carta de Córdova	7519-96778
AP07	Alao-Paute	Carta de Córdova	7519-96778
AP08	Alao-Paute	Carta de Córdova	7524-96776
AP09	Alao-Paute	Carta de Córdova	7523-96778
AP10	Alao-Paute	Carta de Córdova	7527-96768
AP11	Alao-Paute	Carta de Guachapala	7501-96939
AP12	Alao-Paute	Carta de Guachapala	7501-96939
AP13	Alao-Paute	Carta de Guachapala	7411-96844
AP14	Alao-Paute	Carta de Guachapala	7534-96947
AP15	Alao-Paute	Carta de Guachapala	7534-96947
AP16	Alao-Paute	Carta de Guachapala	7503-96942
AP17	Alao-Paute	Carta de Guachapala	7504-96943
AP18	Alao-Paute	Carta de Guachapala	7521-96955
AP19	Alao-Paute	Carta de Guachapala	7526-96956
AP20	Alao-Paute	Carta de Guachapala	7526-96956

Muestra No.	Unidades o área	Ubicación/Carta topográfica	Referencia de cuadrícula
Complejo Tampanchi: Cordillera Real			
MN68	Tampanchi	Carta de Cola de S. Pablo	7618-97802
MN69	Tampanchi	Carta de Cola de S. Pablo	7618-97802
MN70	Tampanchi	Carta de Cola de S. Pablo	7618-97802
Anfibolitas: provincia de El Oro			
JR148	Piedras	Carta de Zaruma	6532-95889
JR149	Piedras	Carta de Zaruma	6529-95888
JR150	Piedras	Carta de Zaruma	6523-95885
JR203	Piedras	Carta de Paccha	6395-95961
JR206	Piedras	Carta de La Avanzada	6349-95964
JR217	Piedras	Carta de La Avanzada	6250-95969
JR271	Piedras	Carta de La Avanzada	6267-95967
JR275	Piedras	Carta de La Avanzada	6205-95974
JR276A	Piedras	Carta de La Avanzada	6207-95969
JR339	Piedras	Carta de Arenillas	6008-95965
JR349	Piedras	Carta de Arenillas	6070-95960
JR295	Arenillas	Carta de La Avanzada	6178-96066
JR333	Arenillas	Carta de Arenillas	6049-96095
JR347	Arenillas	Carta de Arenillas	6064-96061
JR384	Arenillas	Carta de Chilla	6582-96285
JR270	Panupali	Carta de La Avanzada	6232-95983
JR298	Panupali	Carta de Paccha	6398-95968
JR301B	Panupali	Carta de La Avanzada	6353-95980
JR357	Panupali	Carta de Arenillas	6096-96003
JR358	Panupali	Carta de Arenillas	6096-96003
JR359	Panupali	Carta de Arenillas	6095-96003
JR360	Panupali	Carta de Arenillas	6094-96009
Rocas graníticas: provincia de El Oro			
GR01	Marcabelí	Río Puyango	8167-95767
JR54G	Marcabelí	Carta de Marcabelí	6324-95859
SH4A	Marcabelí	Carta de Marcabelí	6308-95837
SH4C	Marcabelí	Carta de Marcabelí	6308-95837
SH4E	Marcabelí	Carta de Marcabelí	6308-95837
SH4I	Marcabelí	Carta de Marcabelí	6188-95775
JR70G	Marcabelí	Carta de Marcabelí	6179-95773
JR323A	El Prado	Carta de Zaruma	6610-95785
JR323B	El Prado	Carta de Zaruma	6610-95785
JR324	El Prado	Carta de Zaruma	6610-95785
JR326A	El Prado	Carta de Zaruma	6595-95785
JR326B	El Prado	Carta de Zaruma	6595-95785
JR111	Moromoro	Carta de Marcabelí	6218-95904
JR280A	Moromoro	Carta de La Avanzada	6129-95954
JR280B	Moromoro	Carta de La Avanzada	6129-95954
JR281A	Moromoro	Carta de La Avanzada	6125-95956
JR281B	Moromoro	Carta de La Avanzada	6125-95956
JR283	Moromoro	Carta de La Avanzada	6152-95969
JR329	Moromoro	Carta de Zaruma	6398-95921
JR330	Moromoro	Carta de Zaruma	6398-95921
JR331	Moromoro	Carta de Zaruma	6398-95921
JR332	Moromoro	Carta de Zaruma	6398-95921
Rocas graníticas: Cordillera Real, tipos-I			
CR16D	Zamora	Carta de Yantzaza	3690-8534
CR16E	Zamora	Carta de Yantzaza	3691-8531
CR16F	Zamora	Carta de Yantzaza	3692-8440
CR16G	Zamora	Carta de Yantzaza	3692-8440
CR16H	Zamora	Carta de Yantzaza	3692-8440
CR21A	Zamora	Carta de Guaysimi	6598-5302
CR21B	Zamora	Carta de Guaysimi	6598-5302

Muestra No.	Unidades o área	Ubicación/Carta topográfica	Referencia de cuadrícula
Rocas graníticas: Cordillera Real (continuación)			
CR21D	Zamora	Carta de Guaysimi	6598-5302
CR21F	Zamora	Carta de Guaysimi	6551-5329
CR5A	Abitagua	Carta de Cosanga	8570-9282
CR5C	Abitagua	Carta de Cosanga	8570-9282
CR5D	Abitagua	Carta de Cosanga	8570-9282
CR5F	Abitagua	Carta de Cosanga	8555-9286
CR5I	Abitagua	Carta de Cosanga	8540-9286
CR6B	Abitagua	Carta de Mera	8131-8441
CR6E	Abitagua	Carta de Mera	8127-8444
CR6G	Abitagua	Carta de Mera	8127-8444
CRGJ	Abitagua	Carta de Mera	8127-8444
CR6K	Abitagua	Carta de Mera	8127-8444
CR8A	Azafrán	Carta de Baños	8058-8448
CR8B	Azafrán	Carta de Baños	8049-8445
CR8D	Azafrán	Carta de Baños	8045-8444
CR8E	Azafrán	Carta de Baños	8042-8444
CR8F	Azafrán	Carta de Baños	8039-8449
CR8H	Azafrán	Carta de Baños	8039-8449
Rocas graníticas: Cordillera Real, tipos-S (Suite Tres Lagunas)			
GSH9B	Valladolid	Carta de Yangana	0551-0632
SH9E	Valladolid	Carta de Yangana	0551-0632
SH9I	Valladolid	Carta de Yangana	0495-0551
SH9J	Valladolid	Carta de Valladolid	0761-9745
CR23A	Sabanilla	Carta de Loja Norte	1990-5870
CR23B	Sabanilla	Carta de Loja Norte	1990-5870
CR23C	Sabanilla	Carta de Loja Norte	1985-5940
CR23H	Sabanilla	Carta de Loja Norte	1978-6235
SH11A	Malacatos	Carta de Numbacola	9172-3940
SH11C	Malacatos	Carta de Numbacola	9172-3940
SH11D	Malacatos	Carta de Numbacola	9172-3940
SH11E	Malacatos	Carta de Numbacola	9172-3940
SH11F	Malacatos	Carta de Numbacola	9172-3940
SH11H	Malacatos	Carta de Gonzanamá	8948-3852
SH16A	Área de Mina Peggy	Carta de Sigsig	4765-5768
SH16B	Área de Mina Peggy	Carta de Sigsig	4765-5768
SH16C	Área de Mina Peggy	Carta de Sigsig	4765-5768
SH16D	Área de Mina Peggy	Carta de Sigsig	4765-5768
SH14A	Saraguro	Carta de Saraguro	1285-0522
SH14B	Saraguro	Carta de Saraguro	1285-0522
SH14D	Saraguro	Carta de Saraguro	1285-0522
SH14G	Saraguro	Carta de Saraguro	1285-0522
SH14H	Saraguro	Carta de Saraguro	1285-0522
SH14I	Saraguro	Carta de Saraguro	1285-0522
SH14J	Saraguro	Carta de Saraguro	1315-0475
SH14K	Saraguro	Carta de Saraguro	1315-0475
JR385	Baños	Carta de Baños	(Río Pastaza entre la represa y la cascada de Agoyán)
JR386	Baños	Carta de Baños	

RESULTADOS ANALÍTICOS

ROCAS ULTRAMÁFICAS: PROVINCIA DE EL ORO

Muestra/Unidad litológica		**JR363A Ultramáfica Piedras**	**JR363B Ultramáfica Piedras**	**RBO35G Ultramáfica Palenque**	**JR303 Ultramáfica Palenque**	**JR305 Ultramáfica Palenque**	**JR397 Ultramáfica Palenque**	**JR398 Ultramáfica Palenque**	**JR400 Ultramáfica Palenque**
Elementos mayores (fused bead data)									
SiO_2	wt%	40.86	41.11	40.69	40.16	41.19	40.73	41.33	41.69
TiO_2	wt%	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	wt%	1.30	1.14	3.13	2.51	1.38	1.36	1.86	1.49
Fe_2O_3t	wt%	8.55	8.62	8.09	8.31	7.44	7.83	7.46	6.96
MnO	wt%	0.10	0.10	0.12	0.11	0.08	0.09	0.10	0.09
MgO	wt%	37.12	38.05	36.44	36.38	38.50	39.11	37.50	39.03
CaO	wt%	0.52	0.18	1.23	0.83	0.03	0.17	0.47	0.05
Na_2O	wt%	0.00	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
K_2O	wt%	0.01	0.01	0.06	0.01	0.01	0.01	0.01	0.01
P_2O_5	wt%	0.01	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.00	0.01
LOI	wt%	11.66	11.49	10.80	11.85	11.58	11.63	11.30	11.53
Total	**wt%**	**100.13**	**100.70**	**100.60**	**100.16**	**100.21**	**100.93**	**100.03**	**100.86**
Elementos traza (pressed pellet data)									
V	ppm	40	50	67	63	33	38	49	39
Cr	ppm	3026	3051	2461	3167	2823	3093	3103	3187
Co	ppm	131	136	111	118	132	125	124	118
Ni	ppm	1867	1785	1405	1629	1789	1791	1617	1537
Cu	ppm	16	26	21	44	6	nd	5	3
Zn	ppm	39	47	38	51	46	37	41	31
Rb	ppm	1	nd	2	1	nd	1	2	2
Sr	ppm	3	2	2	6	1	2	14	4
Y	ppm	nd	nd	2	1	nd	nd	1	nd
Zr	ppm	1	4	2	1	nd	1	3	1
Nb	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	1	nd
Mo	ppm	1	nd	2	nd	1	nd	nd	nd
Ag	ppm	nd	nd	1	nd	nd	nd	nd	nd
Sn	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0	nd
Sb	ppm	nd	nd	1	6	6	1	1	2
Ba	ppm	23	16	22	27	17	10	17	38
La	ppm	nd	nd	1	nd	nd	nd	0	nd
Ce	ppm	17	5	5	13	19	13	6	14
Pb	ppm	1	nd	1	1	2	1	nd	2
Th	ppm	nd	1	1	nd	nd	1	2	nd
U	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	ppm	2	6	1	11	20	2	6	5
W	ppm	3	2	2	3	2	3	5	3
Bi	ppm	nd	nd	1	nd	nd	nd	nd	nd

ppm = partes por millón; nd = no detectado

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

ROCAS ULTRAMÁFICAS: PROVINCIA DE EL ORO

Muestra/Unidad litológica		**JR231 Ultramáfica El Toro**	**JR284 Ultramáfica El Toro**	**JR335 Ultramáfica El Toro**	**JR341 Ultramáfica El Toro**	**JR342 Ultramáfica El Toro**	**JR343 Ultramáfica El Toro**	**JR346 Ultramáfica El Toro**
Elementos mayores (fused bead data)								
SiO_2	wt%	38.21	42.06	40.61	41.17	41.34	41.15	41.30
TiO_2	wt%	0.01	0.05	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Al_2O_3	wt%	1.17	3.22	1.68	1.75	1.92	1.14	1.08
Fe_2O_3t	wt%	7.86	7.98	8.63	8.58	8.34	8.47	9.01
MnO	wt%	0.10	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12	0.12
MgO	wt%	38.53	35.65	38.38	39.53	39.54	41.86	43.73
CaO	wt%	0.87	2.60	0.03	1.57	1.47	1.15	0.78
Na_2O	wt%	0.00	0.04	0.00	0.06	0.04	0.03	0.13
K_2O	wt%	0.01	0.02	0.00	0.01	0.01	0.00	0.01
P_2O_5	wt%	0.04	0.05	0.00	0.02	0.02	0.03	0.02
LOI	wt%	13.85	8.02	11.36	7.10	7.84	6.42	4.68
Total	**wt%**	**100.65**	**99.81**	**100.81**	**99.91**	**100.64**	**100.37**	**100.86**
Elementos traza (pressed pellet data)								
V	ppm	44	70	56	48	46	42	37
Cr	ppm	3083	2898	2940	3053	3034	3062	3311
Co	ppm	122	102	132	127	128	135	142
Ni	ppm	1685	1262	1531	1645	1654	1791	1883
Cu	ppm	5	55	37	13	3	11	3
Zn	ppm	31	52	49	37	37	36	44
Rb	ppm	nd	nd	nd	nd	1	nd	nd
Sr	ppm	2	10	1	5	5	3	2
Y	ppm	nd	1	nd	nd	nd	nd	nd
Zr	ppm	nd	nd	2	1	nd	nd	1
Nb	ppm	nd	1	nd	nd	nd	nd	nd
Mo	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	1	nd
Ag	ppm	nd	2	nd	1	1	2	2
Sn	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sb	ppm	5	4	1	nd	nd	nd	nd
Ba	ppm	12	15	11	16	17	13	18
La	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ce	ppm	12	nd	19	10	nd	nd	4
Pb	ppm	1	3	nd	2	nd	nd	5
Th	ppm	1	1	nd	nd	1	nd	1
U	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	ppm	7	292	14	10	3	4	2
W	ppm	5	5	2	3	3	1	3
Bi	ppm	1	nd	nd	nd	nd	nd	nd

ppm = partes por millón; nd = no detectado

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

COMPLEJO OFIOLÍTICO PELTETEC: CORDILLERA REAL

Muestra/Unidad litológica		MN61C Ultramáfica Río Blanco	MN64B Gabro Peltetec	MN65A Ultramáfica Huargualłá	MN61A Basalto Río Blanco	MN61B Gabro Río Blanco	MN63 Ultramáfica Peltetec	MN64A Gabro Peltetec	MN65C Basalto Huargualłá
Elementos mayores (fused bead data)									
SiO_2	wt%	39.58	45.13	38.97	48.47	45.55	47.01	48.34	48.58
TiO_2	wt%	0.09	0.81	0.09	1.58	1.51	0.00	0.15	0.85
Al_2O_3	wt%	2.36	10.88	1.82	13.71	16.47	0.46	14.58	12.01
Fe_2O_3t	wt%	7.85	11.70	11.30	11.89	10.56	7.94	6.80	11.32
MnO	wt%	0.14	0.17	0.12	0.20	0.19	0.05	0.15	0.16
MgO	wt%	34.16	13.88	36.31	8.13	10.79	33.97	11.17	11.81
CaO	wt%	2.77	10.64	0.17	8.97	9.42	0.34	12.93	8.82
Na_2O	wt%	0.00	1.37	0.00	2.16	2.40	0.00	1.41	2.58
K_2O	wt%	0.01	0.07	0.01	0.08	0.04	0.01	0.40	0.39
P_2O_5	wt%	0.06	0.09	0.06	0.17	0.15	0.03	0.10	0.15
LOI	wt%	13.65	5.27	11.72	5.20	3.85	9.71	4.27	3.77
Total	**wt%**	**100.67**	**100.01**	**100.57**	**100.56**	**100.93**	**99.52**	**100.30**	**100.44**
Elementos traza (pressed pellet data)									
V	ppm	48	258	104	274	221	20	139	237
Cr	ppm	2269	1164	3187	166	373	2858	516	810
Co	ppm	94	56	146	38	40	125	36	47
Ni	ppm	1601	212	1750	61	166	1448	211	157
Cu	ppm	3	32	297	55	55	10	29	133
Zn	ppm	33	142	46	82	42	40	31	61
Rb	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	4	6
Sr	ppm	19	34	4	133	122	1	21	67
Y	ppm	2	13	1	29	30	nd	3	14
Zr	ppm	7	38	nd	85	83	nd	3	42
Nb	ppm	nd	2	nd	2	2	nd	nd	2
Mo	ppm	nd	2	nd	nd	3	nd	3	2
Ag	ppm	nd	2	2	2	3	nd	3	2
Sn	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sb	ppm	nd	nd	3	nd	nd	nd	nd	nd
Ba	ppm	8	35	27	56	39	12	48	380
La	ppm	2	5	1	6	4	0	1	5
Ce	ppm	12	6	2	8	1	11	1	12
Pb	ppm	nd	1	1	nd	nd	nd	nd	nd
Th	ppm	1	1	nd	1	nd	nd	nd	1
U	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	ppm	21	1	1	1	3	nd	nd	3
W	ppm	nd	nd	2	2	1	1	2	nd
Bi	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

ppm = partes por millón; nd = no detectado

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

ROCAS-VERDES: CORDILLERA REAL

Muestra/Unidad litológica		**MN1A Basáltica Maguazo**	**MN1B Basáltica Upano**	**MN1C Andesítica Upano**	**AP01 Andesítica Alao-Paute**	**AP02 Andesítica Alao-Paute**	**AP03 Basáltica Alao-Paute**	**AP04 Basáltica Alao-Paute**	**AP05 Andesítica Alao-Paute**
Elementos mayores (fused bead data)									
SiO_2	wt%	53.96	53.40	59.59	56.33	58.92	50.74	49.76	54.75
TiO_2	wt%	0.69	0.79	0.63	1.17	1.15	0.87	0.97	0.83
Al_2O_3	wt%	15.21	17.54	16.56	15.52	14.87	17.39	17.10	16.59
Fe_2O_3t	wt%	8.49	8.03	5.16	11.14	10.60	9.06	9.79	7.91
MnO	wt%	0.13	0.16	0.09	0.19	0.19	0.17	0.11	0.14
MgO	wt%	8.54	3.98	3.02	3.45	3.39	6.42	8.29	5.95
CaO	wt%	5.68	5.21	4.32	4.71	3.30	9.39	7.92	7.36
Na_2O	wt%	1.44	2.87	3.84	4.30	4.85	1.79	0.95	3.52
K_2O	wt%	1.25	2.67	1.96	0.11	0.23	1.47	2.21	0.17
P_2O_5	wt%	0.12	0.41	0.20	0.34	0.30	0.27	0.24	0.20
LOI	wt%	4.84	5.32	4.63	3.28	3.15	3.35	3.58	2.96
Total	**wt%**	**100.35**	**100.38**	**100.00**	**100.54**	**100.95**	**100.92**	**100.92**	**100.38**
Elementos traza (pressed pellet data)									
V	ppm	182	144	86	107	103	200	221	174
Cr	ppm	109	12	74	8	nd	107	154	69
Co	ppm	27	19	15	20	21	22	31	22
Ni	ppm	35	10	27	6	2	51	75	33
Cu	ppm	69	5	34	39	63	67	78	44
Zn	ppm	59	144	63	104	99	67	65	58
Rb	ppm	11	73	31	2	3	52	46	4
Sr	ppm	173	409	264	78	78	589	338	272
Y	ppm	13	14	9	25	25	17	18	14
Zr	ppm	33	116	85	56	56	48	50	56
Nb	ppm	nd	7	5	2	2	4	6	6
Mo	ppm	nd	nd	2	2	3	1	2	nd
Ag	ppm	1	2	1	3	2	3	2	2
Sn	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sb	ppm	nd	4	1	nd	nd	2	nd	1
Ba	ppm	422	779	479	75	90	554	600	86
La	ppm	4	29	11	4	5	12	12	11
Ce	ppm	12	57	30	9	14	36	29	25
Pb	ppm	4	14	5	nd	nd	nd	1	nd
Th	ppm	1	4	3	1	nd	4	6	4
U	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	ppm	3	8	nd	nd	2	7	1	nd
W	ppm	nd	nd	nd	3	2	2	2	2
Bi	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

ppm = partes por millón; nd = no detectado

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

ROCAS-VERDES: CORDILLERA REAL

Muestra/Unidad litológica		**AP06 Basáltica Alao-Paute**	**AP07 Basáltica Alao-Paute**	**AP08 Andesítica Alao-Paute**	**AP09 Basáltica Alao-Paute**	**AP10 Basáltica Alao-Paute**	**AP11 Basáltica Alao-Paute**	**AP12 Basáltica Alao-Paute**	**AP13 Andesítica Alao-Paute**
Elementos mayores (fused bead data)									
SiO_2	wt%	51.43	48.44	58.41	51.49	51.32	51.93	26.95	57.82
TiO_2	wt%	1.22	0.80	1.44	0.77	1.08	0.82	0.53	0.97
Al_2O_3	wt%	16.58	16.95	14.89	16.70	15.99	16.06	11.44	15.25
Fe_2O_3t	wt%	11.54	10.95	10.31	10.33	8.87	9.38	4.62	5.19
MnO	wt%	0.19	0.20	0.18	0.22	0.18	0.05	0.20	0.10
MgO	wt%	5.45	6.24	3.11	6.48	5.05	7.54	3.73	1.85
CaO	wt%	7.61	11.87	6.88	6.86	9.12	8.33	27.14	14.07
Na_2O	wt%	4.87	2.51	3.11	4.87	4.80	1.12	0.78	0.39
K_2O	wt%	0.11	0.36	0.04	0.05	0.09	0.72	2.09	0.20
P_2O_5	wt%	0.14	0.25	0.30	0.07	0.13	0.25	0.20	0.38
LOI	wt%	1.28	1.52	1.53	2.24	4.07	4.00	21.41	4.05
Total	**wt%**	**100.42**	**100.09**	**100.20**	**100.08**	**100.70**	**100.20**	**99.09**	**100.27**
Elementos traza (pressed pellet data)									
V	ppm	252	272	150	226	203	188	131	130
Cr	ppm	5	59	6	115	26	146	69	5
Co	ppm	30	32	19	32	31	29	10	8
Ni	ppm	10	17	4	25	19	45	18	5
Cu	ppm	78	190	17	101	111	80	56	24
Zn	ppm	62	78	118	102	65	64	33	24
Rb	ppm	2	3	1	1	1	14	36	7
Sr	ppm	117	432	164	126	215	271	251	155
Y	ppm	21	13	27	15	19	16	11	25
Zr	ppm	60	28	73	36	53	52	28	96
Nb	ppm	2	2	3	nd	nd	4	2	3
Mo	ppm	1	1	2	nd	2	4	1	3
Ag	ppm	3	4	2	2	3	2	4	2
Sn	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sb	ppm	nd	nd	nd	1	nd	nd	nd	1
Ba	ppm	43	115	40	117	36	204	623	87
La	ppm	4	5	6	4	6	15	6	21
Ce	ppm	11	17	10	7	11	33	14	50
Pb	ppm	nd	nd	nd	2	1	2	nd	1
Th	ppm	nd	1	1	1	2	6	1	10
U	ppm	nd	2	nd	nd	1	1	1	2
As	ppm	nd	nd	nd	3	7	nd	1	nd
W	ppm	2	1	1	nd	2	1	1	5
Bi	ppm	1	nd	nd	nd	nd	nd	1	nd

ppm = partes por millón; nd = no detectado

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

ROCAS-VERDES: CORDILLERA REAL

Muestra/Unidad litológica		**AP14 Basáltica Alao-Paute**	**AP15 Basáltica Alao-Paute**	**AP16 Basáltica Alao-Paute**	**AP17 Basáltica Alao-Paute**	**AP18 Basáltica Alao-Paute**	**AP19 Basáltica Alao-Paute**	**AP20 Basáltica Alao-Paute**
Elementos mayores (fused bead data)								
SiO_2	wt%	46.33	52.07	51.02	50.78	51.14	49.90	49.51
TiO_2	wt%	0.74	0.77	0.78	0.92	0.81	0.78	0.72
Al_2O_3	wt%	14.38	15.11	16.77	17.73	14.94	14.68	13.92
Fe_2O_3t	wt%	8.85	8.83	8.98	8.98	8.75	8.95	8.39
MnO	wt%	0.08	0.07	0.13	0.18	0.16	0.16	0.15
MgO	wt%	11.45	11.50	6.26	4.66	8.65	8.45	10.07
CaO	wt%	9.41	5.22	9.92	8.78	9.67	12.11	12.69
Na_2O	wt%	1.75	1.60	1.72	3.27	3.28	1.54	1.00
K_2O	wt%	0.74	0.24	0.53	1.07	0.14	0.36	0.85
P_2O_5	wt%	0.08	0.10	0.34	0.26	0.09	0.11	0.22
LOI	wt%	6.15	4.72	3.73	3.27	2.28	3.01	2.88
Total	**wt%**	**99.96**	**100.23**	**100.18**	**99.90**	**99.91**	**100.05**	**100.40**
Elementos traza (pressed pellet data)								
V	ppm	225	236	180	218	178	186	183
Cr	ppm	506	262	161	6	288	472	390
Co	ppm	37	35	23	22	34	32	32
Ni	ppm	98	62	58	13	69	136	100
Cu	ppm	66	53	76	93	77	64	71
Zn	ppm	56	55	65	66	56	52	49
Rb	ppm	12	4	14	29	3	6	14
Sr	ppm	136	122	261	227	48	311	257
Y	ppm	12	14	17	18	16	16	14
Zr	ppm	30	33	53	44	43	40	35
Nb	ppm	2	2	3	3	1	2	3
Mo	ppm	3	1	4	3	1	nd	2
Ag	ppm	2	2	2	2	2	2	3
Sn	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sb	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ba	ppm	95	39	246	543	104	237	272
La	ppm	1	5	11	12	4	5	12
Ce	ppm	nd	8	25	26	8	6	21
Pb	ppm	3	3	4	nd	nd	nd	nd
Th	ppm	1	nd	4	4	1	1	4
U	ppm	1	1	1	1	1	nd	2
As	ppm	nd	2	2	1	1	nd	1
W	ppm	2	1	4	nd	1	nd	nd
Bi	ppm	1	nd	1	nd	1	1	nd

ppm = partes por millón; nd = no detectado

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

COMPLEJO TAMPANCHI: CORDILLERA REAL

Muestra/Unidad litológica		**MN68 Piroxenita Tampanchi**	**MN69 Ultramáfica Tampanchi**	**MN70 Diorita Tampanchi**
Elementos mayores (fused bead data)				
SiO_2	wt%	47.63	39.10	52.99
TiO_2	wt%	0.53	0.09	0.63
Al_2O_3	wt%	5.72	1.16	20.73
Fe_2O_3t	wt%	11.36	10.72	3.56
MnO	wt%	0.19	0.18	0.07
MgO	wt%	15.85	34.32	4.09
CaO	wt%	14.74	3.46	9.85
Na_2O	wt%	0.63	0.02	4.45
K_2O	wt%	0.23	0.02	0.68
P_2O_5	wt%	0.17	0.08	0.31
LOI	wt%	2.30	11.20	1.73
Total	**wt%**	**99.35**	**100.35**	**99.09**
Elementos traza (pressed pellet data)				
V	ppm	217	45	79
Cr	ppm	321	1805	84
Co	ppm	52	130	11
Ni	ppm	85	636	28
Cu	ppm	165	3	14
Zn	ppm	45	44	27
Rb	ppm	3	1	21
Sr	ppm	65	26	1508
Y	ppm	8	nd	8
Zr	ppm	8	1	132
Nb	ppm	1	nd	9
Mo	ppm	2	nd	1
Ag	ppm	3	1	1
Sn	ppm	nd	nd	nd
Sb	ppm	nd	nd	1
Ba	ppm	64	19	1429
La	ppm	4	nd	44
Ce	ppm	6	nd	97
Pb	ppm	1	nd	7
Th	ppm	1	1	18
U	ppm	nd	nd	nd
As	ppm	1	1	nd
W	ppm	nd	1	1
Bi	ppm	nd	nd	1

ppm = partes por millón; nd = no detectado

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

ANFIBOLITAS: PROVINCIA DE EL ORO

Muestra/Unidad litológica		**JR148 Anfibolita Piedras**	**JR149 Anfibolita Piedras**	**JR150 Anfibolita Piedras**	**JR203 Anfibolita Piedras**	**JR206 Anfibolita Piedras**	**JR217 Anfibolita Piedras**	**JR271 Anfibolita Piedras**
Elementos mayores (fused bead data)								
SiO_2	wt%	48.01	47.37	49.35	48.32	48.98	49.35	49.76
TiO_2	wt%	1.72	1.66	1.39	0.95	1.39	1.17	1.35
Al_2O_3	wt%	13.77	15.78	16.19	16.51	14.14	14.90	14.65
Fe_2O_3t	wt%	11.33	10.76	8.80	8.62	10.80	9.92	10.69
MnO	wt%	0.19	0.17	0.15	0.14	0.23	0.18	0.26
MgO	wt%	9.15	8.44	8.06	9.38	8.89	8.54	8.58
CaO	wt%	10.68	10.90	11.43	11.74	10.48	11.83	10.82
Na_2O	wt%	2.73	2.88	2.82	2.31	2.82	2.59	2.60
K_2O	wt%	0.08	0.11	0.13	0.09	0.11	0.05	0.20
P_2O_5	wt%	0.21	0.17	0.20	0.10	0.13	0.13	0.12
LOI	wt%	2.21	1.95	1.88	2.12	2.32	1.81	1.63
Total	**wt%**	**100.08**	**100.19**	**100.40**	**100.28**	**100.29**	**100.47**	**100.66**
Elementos traza (pressed pellet data)								
V	ppm	250	231	195	154	237	204	235
Cr	ppm	325	250	290	323	264	290	271
Co	ppm	34	33	30	38	33	35	36
Ni	ppm	114	87	98	144	60	88	61
Cu	ppm	279	184	3	14	54	6	122
Zn	ppm	64	68	32	49	84	57	125
Rb	ppm	nd	1	2	1	1	1	1
Sr	ppm	95	124	150	127	105	96	104
Y	ppm	32	27	22	16	27	21	24
Zr	ppm	93	99	88	52	74	61	72
Nb	ppm	4	3	6	1	2	2	2
Mo	ppm	nd	2	3	1	1	nd	2
Ag	ppm	3	3	3	2	3	3	3
Sn	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sb	ppm	nd	nd	nd	nd	1	nd	nd
Ba	ppm	31	34	60	24	34	21	35
La	ppm	6	6	7	4	4	4	1
Ce	ppm	13	11	9	nd	3	2	12
Pb	ppm	1	nd	nd	nd	nd	nd	3
Th	ppm	2	1	nd	1	2	nd	nd
U	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	1	1
As	ppm	4	15	1	nd	1	nd	4
W	ppm	4	3	2	1	nd	3	1
Bi	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd

ppm = partes por millón; nd = no detectado

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

ANFIBOLITAS: PROVINCIA DE EL ORO

Muestra/Unidad litológica		**JR275 Anfibolita Piedras**	**JR275A Anfibolita Piedras**	**JR339 Anfibolita Piedras**	**JR349 Anfibolita Piedras**	**JR295 Anfibolita Piedras**	**JR333 Anfibolita Piedras**	**JR347 Anfibolita Piedras**
Elementos mayores (fused bead data)								
SiO_2	wt%	49.20	49.47	49.78	48.56	49.08	49.84	49.56
TiO_2	wt%	0.90	0.99	0.92	0.48	1.81	0.95	1.07
Al_2O_3	wt%	15.68	15.61	15.76	15.92	14.19	16.49	16.01
Fe_2O_3t	wt%	9.18	9.64	8.92	6.51	12.23	8.70	9.49
MnO	wt%	0.15	0.16	0.15	0.11	0.19	0.14	0.16
MgO	wt%	8.65	8.53	8.41	11.51	8.23	7.84	7.12
CaO	wt%	12.38	11.78	11.73	12.88	11.07	12.72	14.15
Na_2O	wt%	2.54	2.58	3.03	1.71	2.74	2.16	2.08
K_2O	wt%	0.07	0.09	0.24	0.09	0.08	0.38	0.35
P_2O_5	wt%	0.09	0.10	0.11	0.05	0.17	0.11	0.14
LOI	wt%	1.71	1.61	1.50	2.51	0.98	0.75	0.62
Total	**wt%**	**100.55**	**100.56**	**100.55**	**100.33**	**100.77**	**100.08**	**100.75**
Elementos traza (pressed pellet data)								
V	ppm	182	185	172	104	294	175	203
Cr	ppm	340	330	348	764	253	422	307
Co	ppm	37	37	36	35	37	34	33
Ni	ppm	88	67	102	200	66	125	98
Cu	ppm	3	32	44	5	48	26	48
Zn	ppm	47	49	55	38	65	58	66
Rb	ppm	1	2	1	2	2	5	5
Sr	ppm	96	138	136	96	89	105	165
Y	ppm	18	19	16	10	31	18	20
Zr	ppm	47	52	49	20	82	44	52
Nb	ppm	2	1	nd	1	2	2	1
Mo	ppm	1	nd	4	nd	nd	nd	3
Ag	ppm	3	2	3	4	4	4	4
Sn	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Sb	ppm	nd	nd	nd	nd	1	nd	nd
Ba	ppm	25	44	41	14	43	95	109
La	ppm	3	0	2	1	3	4	3
Ce	ppm	8	6	3	10	9	9	10
Pb	ppm	nd	1	nd	2	3	3	nd
Th	ppm	1	nd	nd	1	nd	2	1
U	ppm	1	2	nd	nd	nd	1	1
As	ppm	4	3	3	4	1	1	2
W	ppm	1	1	1	1	3	2	2
Bi	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	1	nd

ppm = partes por millón; nd = no detectado

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

ANFIBOLITAS: PROVINCIA DE EL ORO

Muestra/Unidad litológica		**JR384 Anfibolita Arenillas**	**JR270 Anfibolita Panupali**	**JR298 Anfibolita Panupali**	**JR301B Anfibolita Panupali**	**JR357 Anfibolita Panupali**	**JR358 Anfibolita Panupali**	**JR359 Anfibolita Panupali**	**JR360 Anfibolita Panupali**
Elementos mayores (fused bead data)									
SiO_2	wt%	48.27	49.33	49.90	48.60	48.21	47.57	47.34	51.31
TiO_2	wt%	1.96	1.87	1.47	2.92	2.72	2.80	2.60	1.57
Al_2O_3	wt%	16.54	14.49	13.66	14.10	12.94	13.30	12.71	12.98
Fe_2O_3t	wt%	11.24	13.18	11.02	15.22	17.01	17.26	16.49	12.66
MnO	wt%	0.17	0.21	0.16	0.16	0.23	0.30	0.25	0.17
MgO	wt%	6.64	5.73	8.32	5.49	5.09	4.43	5.77	5.74
CaO	wt%	11.26	10.10	8.33	7.89	8.70	8.36	7.27	8.68
Na_2O	wt%	3.00	2.87	3.82	3.72	2.93	3.21	3.94	4.46
K_2O	wt%	0.64	0.54	0.05	0.36	0.73	1.06	0.81	0.18
P_2O_5	wt%	0.28	0.24	0.12	0.29	0.28	0.29	0.22	0.15
LOI	wt%	0.56	2.42	3.24	1.84	2.04	1.73	2.46	1.30
Total	**wt%**	**100.56**	**100.98**	**100.09**	**100.59**	**100.88**	**100.31**	**99.86**	**99.20**
Elementos traza (pressed pellet data)									
V	ppm	202	265	239	384	365	409	377	257
Cr	ppm	202	91	114	19	12	12	10	120
Co	ppm	33	35	35	33	39	46	44	31
Ni	ppm	101	36	42	26	35	34	29	38
Cu	ppm	17	36	83	48	10	35	58	39
Zn	ppm	86	105	61	119	143	165	132	87
Rb	ppm	18	10	1	7	15	20	12	2
Sr	ppm	440	125	53	140	89	96	77	102
Y	ppm	27	34	25	52	60	58	51	37
Zr	ppm	134	107	77	189	170	165	156	122
Nb	ppm	11	2	1	5	3	3	2	2
Mo	ppm	nd	nd	nd	1	2	1	nd	3
Ag	ppm	4	3	4	4	4	5	5	4
Sn	ppm	nd	nd	nd	nd	4	4	1	nd
Sb	ppm	nd	nd	nd	nd	2	nd	nd	nd
Ba	ppm	201	52	27	375	167	123	71	36
La	ppm	9	3	2	7	7	5	8	3
Ce	ppm	26	12	13	22	15	14	16	17
Pb	ppm	4	nd	nd	nd	1	2	2	3
Th	ppm	1	2	1	1	nd	2	1	1
U	ppm	nd	1	nd	nd	nd	nd	nd	nd
As	ppm	18	1	6	1	7	5	4	5
W	ppm	5	2	2	4	5	5	2	1
Bi	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd	1	nd

ppm = partes por millón; nd = no detectado

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

ROCAS GRANÍTICAS: PROVINCIA DE EL ORO

Muestra/Unidad litológica		**GR01 Granito Marcabelí**	**JR54G Granito Marcabelí**	**SH4A Granito Marcabelí**	**SH4C Granito Marcabelí**	**SH4E Granito Marcabelí**	**SH4I Granito Marcabelí**	**JR70G Granito Marcabelí**	**JR323A Granito El Prado**
Elementos mayores (fused bead data)									
SiO_2	wt%	76.75	66.40	72.04	71.87	72.73	71.98	72.18	70.72
TiO_2	wt%	0.03	1.00	0.49	0.45	0.54	0.34	0.32	0.47
Al_2O_3	wt%	13.53	14.71	14.17	14.37	13.60	14.67	14.72	14.56
Fe_2O_3t	wt%	0.96	5.62	3.20	3.15	3.58	2.57	2.54	3.41
MnO	wt%	0.04	0.10	0.07	0.07	0.07	0.06	0.06	0.06
MgO	wt%	0.10	2.45	0.99	1.02	1.10	1.10	1.14	1.66
CaO	wt%	0.39	4.41	1.82	2.15	1.94	2.23	2.32	2.35
Na_2O	wt%	4.39	3.23	3.14	3.37	2.94	3.74	3.72	3.15
K_2O	wt%	3.94	1.68	3.04	2.63	2.93	2.76	2.79	3.09
P_2O_5	wt%	0.05	0.20	0.16	0.16	0.12	0.11	0.10	0.14
LOI	wt%	0.5	0.71	0.92	0.96	0.84	0.79	0.76	0.79
Total	**wt%**	**100.68**	**100.51**	**100.04**	**100.2**	**100.39**	**100.35**	**100.65**	**100.4**
Elementos traza (pressed pellet data)									
V	ppm	1	83	46	44	57	40	30	41
Cr	ppm	35	58	37	31	32	25	29	40
Co	ppm	nd	13	na	na	na	na	6	8
Ni	ppm	1	16	12	9	12	12	8	21
Cu	ppm	1	19	17	6	6	9	8	14
Zn	ppm	20	62	55	54	58	42	35	50
Rb	ppm	158	60	132	123	132	118	110	136
Sr	ppm	17	144	123	123	104	104	99	114
Y	ppm	28	24	27	23	25	25	22	13
Zr	ppm	49	217	166	167	188	119	116	164
Nb	ppm	7	7	8	9	10	7	6	8
Mo	ppm	nd	1	na	na	na	na	nd	nd
Ag	ppm	nd	2	na	na	na	na	nd	nd
Sn	ppm	1	nd	na	na	na	na	nd	4
Sb	ppm	nd	nd	na	na	na	na	nd	1
Ba	ppm	292	248	492	276	385	444	338	308
La	ppm	10	18	9	9	12	4	13	14
Ce	ppm	28	38	41	34	43	42	41	44
Pb	ppm	18	12	18	16	17	15	14	21
Th	ppm	5	5	7	7	10	7	7	7
U	ppm	3	1	na	na	na	na	3	1
As	ppm	nd	nd	na	na	na	na	0	2
W	ppm	2	2	na	na	na	na	2	2
Bi	ppm	nd	1	na	na	na	na	nd	nd

ppm = partes por millón; nd = no detectado; na = no analizado

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

ROCAS GRANÍTICAS: PROVINCIA DE EL ORO

Muestra/Unidad litológica		**JR323B Granito El Prado**	**JR324 Granito El Prado**	**JR326A Granito El Prado**	**JR326B Granito El Prado**	**JR111 Granito Moromoro**	**JR280A Granito Moromoro**	**JR280B Granito Moromoro**	**JR281A Granito Moromoro**
Elementos mayores (fused bead data)									
SiO_2	wt%	70.29	62.94	70.67	71.94	73.08	73.56	71.52	73.31
TiO_2	wt%	0.46	0.60	0.44	0.45	0.37	0.74	0.73	0.62
Al_2O_3	wt%	14.70	16.30	14.54	14.62	14.42	11.13	11.90	12.97
Fe_2O_3t	wt%	3.30	5.88	3.01	3.12	2.58	5.40	5.74	5.06
MnO	wt%	0.06	0.10	0.07	0.07	0.05	0.12	0.16	0.13
MgO	wt%	1.58	2.80	1.17	1.21	0.96	2.14	2.27	1.51
CaO	wt%	2.35	5.43	1.94	2.09	1.62	1.60	1.42	1.07
Na_2O	wt%	3.19	2.94	3.34	3.35	2.92	1.82	1.75	1.68
K_2O	wt%	3.11	1.98	3.65	3.35	3.22	2.38	2.42	2.59
P_2O_5	wt%	0.15	0.12	0.16	0.17	0.11	0.23	0.09	0.09
LOI	wt%	0.74	0.66	0.59	0.51	1.09	0.73	1.09	1.46
Total	**wt%**	**99.93**	**99.75**	**99.58**	**100.88**	**100.42**	**99.85**	**99.09**	**100.49**
Elementos traza (pressed pellet data)									
V	ppm	42	107	33	38	39	83	94	74
Cr	ppm	45	46	31	37	55	83	85	100
Co	ppm	9	15	6	7	5	15	18	13
Ni	ppm	18	10	9	9	7	36	35	16
Cu	ppm	15	26	7	9	9	19	20	18
Zn	ppm	52	89	53	56	41	88	83	63
Rb	ppm	138	72	154	154	101	92	91	80
Sr	ppm	120	274	139	132	184	129	119	131
Y	ppm	15	20	21	23	20	23	25	28
Zr	ppm	169	130	152	159	117	187	216	275
Nb	ppm	7	5	9	8	7	13	13	11
Mo	ppm	nd	3	nd	nd	nd	nd	1	nd
Ag	ppm	nd	4	nd	nd	nd	nd	1	nd
Sn	ppm	3	1	5	6	nd	nd	nd	nd
Sb	ppm	2	1	nd	1	nd	nd	nd	nd
Ba	ppm	315	438	325	323	565	759	810	807
La	ppm	15	16	16	16	16	12	25	26
Ce	ppm	48	36	40	47	40	36	60	66
Pb	ppm	17	36	20	22	30	12	9	24
Th	ppm	7	8	8	7	9	6	10	13
U	ppm	nd	1	1	1	1	3	3	1
As	ppm	1	4	2	2	0	3	3	5
W	ppm	2	4	5	5	5	2	2	3
Bi	ppm	nd	nd	nd	nd	1	nd	nd	nd

ppm = partes por millón; nd = no detectado

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

ROCAS GRANÍTICAS: PROVINCIA DE EL ORO

Muestra / Unidad litológica		**JR281B Granito Moromoro**	**JR283 Granito Moromoro**	**JR329 Granito Moromoro**	**JR330 Granito Moromoro**	**JR331 Granito Moromoro**	**JR332 Granito Moromoro**
Elementos mayores (fused bead data)							
SiO_2	wt%	70.21	64.71	72.64	69.19	76.78	80.36
TiO_2	wt%	0.76	0.74	0.35	0.62	0.37	0.33
Al_2O_3	wt%	14.27	17.05	14.68	14.92	12.25	10.59
Fe_2O_3t	wt%	5.34	6.35	2.59	4.11	2.88	2.41
MnO	wt%	0.09	0.12	0.05	0.07	0.05	0.04
MgO	wt%	1.76	2.40	0.77	1.35	0.83	0.64
CaO	wt%	1.61	2.28	2.11	2.14	0.78	0.64
Na_2O	wt%	2.13	2.21	3.99	3.75	1.88	1.81
K_2O	wt%	2.66	2.71	2.81	2.33	2.56	2.42
P_2O_5	wt%	0.11	0.08	0.25	0.35	0.14	0.17
LOI	wt%	1.59	1.88	0.82	1.15	1.49	0.92
Total	**wt%**	**100.53**	**100.53**	**101.06**	**99.98**	**100.01**	**100.33**
Elementos traza (pressed pellet data)							
V	ppm	93	115	25	44	42	31
Cr	ppm	77	100	29	36	55	47
Co	ppm	15	14	5	8	8	6
Ni	ppm	22	23	4	11	11	7
Cu	ppm	36	14	0	11	14	7
Zn	ppm	68	85	35	60	42	42
Rb	ppm	89	92	83	118	99	89
Sr	ppm	168	198	128	126	81	89
Y	ppm	29	34	13	18	20	16
Zr	ppm	236	218	115	194	212	251
Nb	ppm	11	11	8	11	8	5
Mo	ppm	1	nd	nd	nd	nd	nd
Ag	ppm	1	1	1	nd	nd	nd
Sn	ppm	nd	nd	3	2	3	2
Sb	ppm	1	nd	nd	nd	nd	nd
Ba	ppm	736	553	197	114	364	287
La	ppm	29	33	13	9	22	17
Ce	ppm	70	70	42	28	57	46
Pb	ppm	22	20	28	24	17	15
Th	ppm	14	16	5	3	9	6
U	ppm	1	3	nd	2	3	1
As	ppm	3	2	2	4	3	4
W	ppm	2	5	4	3	4	3
Bi	ppm	nd	nd	nd	nd	nd	nd

ppm = partes por millón; nd = no detectado

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

ROCAS GRANÍTICAS: CORDILLERA REAL

Muestra/Unidad litológica		**CR16D Zamora tipo-I**	**CR16E Zamora tipo-I**	**CR16F Zamora tipo-I**	**CR16G Zamora tipo-I**	**CR16H Zamora tipo-I**	**CR21A Zamora tipo-I**	**CR21B Zamora tipo-I**	**CR21D Zamora tipo-I**	**CR21F Zamora tipo-I**
Elementos mayores (fused bead data)										
SiO_2	wt%	78.50	65.79	67.36	50.60	54.70	65.22	65.09	53.94	64.97
TiO_2	wt%	0.07	0.43	0.39	1.01	0.68	0.41	0.44	0.63	0.42
Al_2O_3	wt%	12.32	15.26	15.28	19.14	17.41	16.53	16.05	18.59	16.19
Fe_2O_3	wt%	0.53	2.42	2.08	4.66	3.08	2.03	2.03	3.10	1.85
FeO	wt%	0.20	2.32	2.05	4.58	4.63	2.14	2.24	4.73	2.18
MnO	wt%	0.04	0.11	0.10	0.13	0.13	0.09	0.08	0.20	0.12
MgO	wt%	0.01	1.69	1.39	4	4.90	1.52	1.57	3.93	1.76
CaO	wt%	0.35	4.23	4.07	9.20	8.09	4.82	4.24	7.07	2.71
Na_2O	wt%	5.31	4.07	3.99	3.82	3.37	3.78	3.88	4.24	4.08
K_2O	wt%	2.49	1.81	1.95	0.56	0.96	2.18	2.44	1.54	3.12
P_2O_5	wt%	0.07	0.10	0.10	0.11	0.12	0.15	0.14	0.20	0.13
LOI	wt%	0.27	1.34	1.34	1.94	2.02	1.14	1.47	1.86	2.28
Total	**wt%**	**100.16**	**99.57**	**100.10**	**99.75**	**100.09**	**100.01**	**99.67**	**100.03**	**99.81**
Elementos traza (pressed pellet data)										
S	ppm	85	88	87	385	217	93	99	126	125
Cl	ppm	391	607	552	699	560	354	420	425	366
Ba	ppm	118	781	722	173	307	583	842	595	1133
Rb	ppm	85	46	51	13	24	66	70	63	98
Sr	ppm	48	250	242	374	270	392	368	431	339
Pb	ppm	7	6	5	9	5	7	6	10	13
Th	ppm	38	6	6	2	0	6	8	0	7
Zr	ppm	136	89	99	40	71	92	93	91	90
Nb	ppm	8	5	5	4	5	6	6	7	7
Y	ppm	19	19	17	16	24	17	16	29	18
V	ppm	9	105	88	326	211	64	91	169	76
Cr	ppm	21	16	13	15	36	31	17	14	16
Ni	ppm	4	6	5	12	27	7	6	12	6
Cu	ppm	3	23	20	31	35	6	5	14	6
Zn	ppm	9	30	33	36	46	29	32	59	51
Ga	ppm	11	14	14	18	17	15	16	21	14
La	ppm	25	7	4	3	3	10	6	1	7
Ce	ppm	41	11	23	11	16	16	6	3	14
Nd	ppm	9	16	26	11	17	8	11	9	11

ppm = partes por millón

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

ROCAS GRANÍTICAS: CORDILLERA REAL

Muestra/Unidad litológica		**CR5A Abitagua tipo-I**	**CR5C Abitagua tipo-I**	**CR5D Abitagua tipo-I**	**CR5F Abitagua tipo-I**	**CR5I Abitagua tipo-I**	**CR6B Abitagua tipo-I**	**CR6E Abitagua tipo-I**	**CR6G Abitagua tipo-I**
Elementos mayores (fused bead data)									
SiO_2	wt%	77.65	77.57	73.28	68.64	76.97	65.40	74.71	75.57
TiO_2	wt%	0.06	0.06	0.23	0.35	0.07	0.54	0.14	0.13
Al_2O_3	wt%	12.65	12.53	14.12	16.10	12.65	16.41	13.39	12.65
Fe_2O_3	wt%	0.47	0.62	0.88	1.25	0.49	1.39	0.81	1.10
FeO	wt%	0.29	0.28	0.93	1.60	0.33	2.32	0.92	0.65
MnO	wt%	0.08	0.08	0.05	0.09	0.03	0.09	0.07	0.07
MgO	wt%	0.01	0.01	0.33	0.75	0.01	1.17	0.17	0.10
CaO	wt%	0.38	0.39	1.62	3.02	0.62	3.23	0.58	0.47
Na_2O	wt%	3.87	3.80	3.82	4.73	3.95	3.51	3.94	3.77
K_2O	wt%	4.47	4.41	3.69	2.63	4.44	5.08	4.66	5.07
P_2O_5	wt%	0.03	0.03	0.09	0.14	0.03	0.19	0.05	0.03
LOI	wt%	0.32	0.35	0.65	0.89	0.28	0.69	0.61	0.21
Total	**wt%**	**100.28**	**100.13**	**99.69**	**100.19**	**99.87**	**100.02**	**100.05**	**99.82**
Elementos traza (pressed pellet data)									
S	ppm	80	80	86	79	82	150	126	159
Cl	ppm	227	215	204	430	242	373	327	171
Ba	ppm	144	173	1515	1342	143	1218	407	39
Rb	ppm	163	161	87	66	154	134	166	236
Sr	ppm	24	27	261	425	55	432	108	16
Pb	ppm	18	18	10	10	20	20	15	40
Th	ppm	17	14	4	3	19	5	16	30
Zr	ppm	71	71	111	141	93	207	140	175
Nb	ppm	10	10	5	5	8	11	10	16
Y	ppm	18	18	11	12	21	22	28	44
V	ppm	7	0	22	29	1	52	8	7
Cr	ppm	24	23	26	17	26	22	18	39
Ni	ppm	2	2	3	2	2	5	3	142
Cu	ppm	0	0	4	11	3	22	3	23
Zn	ppm	23	21	41	40	20	53	32	55
Ga	ppm	13	14	13	14	11	17	12	10
La	ppm	2	19	10	7	31	27	28	40
Ce	ppm	29	40	10	12	58	38	58	101
Nd	ppm	8	11	5	13	13	22	25	46

ppm = partes por millón; nd = no detectado

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

ROCAS GRANÍTICAS: CORDILLERA REAL

Muestra/Unidad litológica		**CR6J Abitagua tipo-I**	**CR6K Azafrán tipo-I**	**CR8A Azafrán tipo-I**	**CR8B Azafrán tipo-I**	**CR8D Azafrán tipo-I**	**CR8E Azafrán tipo-I**	**CR8F Azafrán tipo-I**	**CR8H Azafrán tipo-I**
Elementos mayores (fused bead data)									
SiO_2	wt%	75.67	57.30	76.04	76.37	76.52	76.33	76.20	75.88
TiO_2	wt%	0.13	0.61	0.12	0.13	0.12	0.11	0.11	0.08
Al_2O_3	wt%	12.86	20.07	13.09	13.02	12.87	13.00	12.97	13.16
Fe_2O_3	wt%	0.66	2.08	0.67	0.43	0.56	0.54	0.52	0.62
FeO	wt%	0.72	3.86	0.47	0.53	0.47	0.53	0.53	0.44
MnO	wt%	0.05	0.16	0.09	0.08	0.08	0.10	0.10	0.11
MgO	wt%	0.10	1.79	0.06	0.08	0.10	0.07	0.03	0.03
CaO	wt%	0.54	5.94	0.83	0.82	0.52	0.75	0.73	0.54
Na_2O	wt%	3.84	4.75	3.93	3.85	4.02	3.96	3.96	4.34
K_2O	wt%	5.09	2.14	4.36	4.46	4.31	4.42	4.42	4.29
P_2O_5	wt%	0.03	0.32	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04	0.04
LOI	wt%	0.26	0.83	0.42	0.41	0.42	0.39	0.40	0.32
Total	**wt%**	**99.95**	**99.85**	**100.12**	**100.22**	**100.03**	**100.24**	**100.01**	**99.85**
Elementos traza (pressed pellet data)									
S	ppm	88	104	82	88	80	84	85	82
Cl	ppm	467	301	202	147	206	233	221	232
Ba	ppm	74	1385	747	457	571	675	638	746
Rb	ppm	242	52	103	130	110	112	114	109
Sr	ppm	12	955	90	78	80	78	74	63
Pb	ppm	19	13	13	13	14	11	11	18
Th	ppm	22	0	9	13	11	11	15	11
Zr	ppm	158	159	95	81	79	91	98	99
Nb	ppm	16	8	12	14	13	12	17	14
Y	ppm	37	19	13	14	14	15	19	18
V	ppm	3	73	10	14	1	7	0	4
Cr	ppm	21	15	17	23	18	25	22	27
Ni	ppm	2	6	2	3	2	2	3	1
Cu	ppm	3	12	0	2	0	0	1	1
Zn	ppm	22	84	32	25	24	23	22	27
Ga	ppm	12	19	13	13	11	13	12	12
La	ppm	42	12	5	1	5	16	8	11
Ce	ppm	80	41	8	7	18	29	12	21
Nd	ppm	26	19	5	7	13	15	9	8

ppm = partes por millón

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

ROCAS GRANÍTICAS: CORDILLERA REAL (SUITE TRES LAGUNAS)

Muestra/Unidad litológica		**SH9B Valladolid tipo-S**	**SH9E Valladolid tipo-S**	**SH9I Valladolid tipo-S**	**SH9J Valladolid tipo-S**	**CR23A Sabanilla tipo-S**	**CR23B Sabanilla tipo-S**	**CR23C Sabanilla tipo-S**	**CR23H Sabanilla tipo-S**
Elementos mayores (fused bead data)									
SiO_2	wt%	74.20	73.77	73.09	72.47	71.32	71.42	78.34	73.21
TiO_2	wt%	0.51	0.53	0.48	0.51	0.74	0.71	0.54	0.50
Al_2O_3	wt%	12.93	13.71	13.41	14.17	12.93	13.15	10.09	13.22
Fe_2O_3	wt%	0.89	0.77	0.48	0.61	0.53	0.16	0.32	0.57
FeO	wt%	2.95	2.89	2.96	3.23	3.70	3.78	2.13	2.94
MnO	wt%	0.08	0.05	0.10	0.06	0.06	0.06	0.07	0.10
MgO	wt%	1.34	1.04	1.27	1.15	1.93	1.75	1.09	1.36
CaO	wt%	0.59	0.54	1.23	1.04	2.23	2.38	3.74	1.47
Na_2O	wt%	1.75	1.45	2.51	2.02	2.24	2.40	1.44	2.30
K_2O	wt%	3.22	3.15	3.28	3.28	3.03	2.63	1.11	3.14
P_2O_5	wt%	0.14	0.16	0.17	0.18	0.17	0.20	0.16	0.16
LOI	wt%	1.44	1.92	1.04	1.47	1.05	1.10	0.74	1.03
Total	**wt%**	**100.04**	**99.98**	**100.02**	**100.19**	**99.93**	**99.74**	**99.77**	**100.00**
Elementos traza (pressed pellet data)									
S	ppm	93	95	299	369	133	146	252	353
Cl	ppm	207	181	199	114	129	122	92	93
Ba	ppm	1007	532	733	582	589	479	236	651
Rb	ppm	141	143	131	139	125	112	46	125
Sr	ppm	76	86	134	118	206	201	205	127
Pb	ppm	25	20	23	31	20	15	7	19
Th	ppm	7	9	9	10	9	9	8	7
Zr	ppm	135	191	160	157	258	232	295	183
Nb	ppm	10	11	10	12	14	14	10	11
Y	ppm	21	23	22	26	29	25	23	23
V	ppm	84	80	77	87	103	91	49	78
Cr	ppm	84	87	104	77	58	59	47	64
Ni	ppm	197	174	207	150	24	23	15	19
Cu	ppm	13	10	18	13	11	12	19	19
Zn	ppm	66	74	76	67	73	71	42	65
Ga	ppm	15	18	17	18	15	16	11	15
La	ppm	9	3	15	12	20	23	12	9
Ce	ppm	29	21	26	42	51	42	47	33
Nd	ppm	25	14	16	23	19	24	32	22

ppm = partes por millón

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

ROCAS GRANÍTICAS: CORDILLERA REAL (SUITE TRES LAGUNAS)

Muestra/Unidad litológica		**SH11A Malacatus tipo-S**	**SH11C Malacatus tipo-S**	**SH11D Malacatus tipo-S**	**SH11E Malacatus tipo-S**	**SH11F Malacatus tipo-S**	**SH11H Malacatus tipo-S**	**SH16A Peggy tipo-S**	**SH16B Peggy tipo-S**
Elementos mayores (fused bead data)									
SiO2	wt%	70.20	70.52	69.85	69.97	68.51	70.01	71.01	70.99
TiO_2	wt%	0.71	0.68	0.72	0.64	0.75	0.71	0.55	0.55
Al_2O_3	wt%	13.67	13.64	13.53	13.98	14.10	13.87	13.67	13.73
Fe_2O_3	wt%	0.95	0.72	0.86	0.72	0.99	0.78	0.65	0.82
FeO	wt%	3.52	3.59	3.73	3.39	3.80	3.69	2.58	2.52
MnO	wt%	0.10	0.10	0.10	0.10	0.10	0.12	0.11	0.09
MgO	wt%	1.65	1.57	1.73	1.52	1.83	1.70	1.15	1.13
CaO	wt%	1.96	1.87	1.95	1.89	2.26	1.51	1.82	1.85
Na_2O	wt%	2.46	2.44	2.33	2.71	2.42	2.39	2.45	2.59
K_2O	wt%	3.18	3.25	3.14	3.19	3.28	3.44	4.21	3.82
P_2O_5	wt%	0.18	0.17	0.17	0.17	0.17	0.17	0.16	0.17
LOI	wt%	1.54	1.55	1.59	1.51	1.60	1.64	1.32	1.58
Total	**wt%**	**100.12**	**100.10**	**99.70**	**99.79**	**99.81**	**100.03**	**99.68**	**99.84**
Elementos traza (pressed pellet data)									
S	ppm	884	744	1275	1211	481	811	298	306
Cl	ppm	104	104	92	93	104	95	133	163
Ba	ppm	818	818	861	781	844	982	1024	660
Rb	ppm	128	132	121	129	134	138	150	158
Sr	ppm	146	136	147	139	171	133	132	114
Pb	ppm	22	20	22	23	18	37	45	33
Th	ppm	14	12	13	11	11	13	12	13
Zr	ppm	193	197	200	168	210	197	178	175
Nb	ppm	11	12	11	11	13	12	11	12
Y	ppm	33	32	34	29	31	30	32	35
V	ppm	100	101	94	97	107	105	65	55
Cr	ppm	107	95	101	89	99	92	39	35
Ni	ppm	212	217	199	206	210	180	13	12
Cu	ppm	23	29	24	16	23	19	13	13
Zn	ppm	78	81	77	69	81	148	51	60
Ga	ppm	20	17	17	16	17	19	14	15
La	ppm	29	29	29	23	20	23	21	15
Ce	ppm	54	52	58	54	66	60	35	73
Nd	ppm	23	30	19	28	35	33	12	47

ppm = partes por millón

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

ROCAS GRANÍTICAS: CORDILLERA REAL (SUITE TRES LAGUNAS)

Muestra/Unidad litológica		**SH16C Peggy tipo-S**	**SH16D Saraguro tipo-S**	**SH14A Saraguro tipo-S**	**SH14B Saraguro tipo-S**	**SH14D Saraguro tipo-S**	**SH14G Saraguro tipo-S**	**SH14H Saraguro tipo-S**	**SH14I Saraguro tipo-S**
Elementos mayores (fused bead data)									
SiO_2	wt%	71.38	71.09	71.88	70.89	72.74	73.16	71.40	71.18
TiO_2	wt%	0.58	0.59	0.55	0.55	0.53	0.45	0.52	0.53
Al_2O_3	wt%	13.47	13.56	13.55	14.28	13.30	13.44	13.87	13.68
Fe_2O_3	wt%	0.90	0.86	0.76	0.91	0.45	0.50	0.74	0.79
FeO	wt%	2.60	2.70	2.57	2.38	2.62	2.20	2.53	2.48
MnO	wt%	0.09	0.10	0.08	0.07	0.07	0.06	0.07	0.07
MgO	wt%	1.24	1.20	1.03	1.04	0.96	0.79	1.01	1.04
CaO	wt%	1.63	1.82	1.65	1.73	1.47	1.41	1.54	1.59
Na_2O	wt%	2.46	2.59	2.53	2.85	2.49	2.55	2.66	2.49
K_2O	wt%	3.92	3.56	4.05	4.17	4.44	4.53	4.17	4.33
P_2O_5	wt%	0.16	0.17	0.18	0.18	0.19	0.19	0.20	0.19
LOI	wt%	1.46	1.52	1.23	1.17	0.96	1.01	1.23	1.20
Total	**wt%**	**99.89**	**99.76**	**100.06**	**100.22**	**100.22**	**100.29**	**99.94**	**99.57**
Elementos traza (pressed pellet data)									
S	ppm	443	279	351	353	316	223	407	366
Cl	ppm	101	157	145	118	113	166	150	132
Ba	ppm	723	641	535	775	659	756	481	809
Rb	ppm	171	153	196	181	189	192	206	181
Sr	ppm	115	116	95	109	104	98	86	105
Pb	ppm	25	22	21	24	27	26	23	26
Th	ppm	13	14	15	13	12	10	14	16
Zr	ppm	181	188	185	169	177	155	179	178
Nb	ppm	12	12	13	13	12	10	13	12
Y	ppm	34	38	41	40	40	34	40	38
V	ppm	64	70	57	57	57	52	59	46
Cr	ppm	39	38	35	33	37	32	37	34
Ni	ppm	13	15	13	14	11	12	15	12
Cu	ppm	13	13	14	10	12	10	12	12
Zn	ppm	58	59	63	61	52	52	71	62
Ga	ppm	16	16	16	14	14	15	18	15
La	ppm	15	18	12	18	18	15	15	12
Ce	ppm	57	44	64	58	56	38	54	59
Nd	ppm	37	25	30	30	30	18	29	29

ppm = partes por millón

RESULTADOS ANALÍTICOS (*continuación*)

		ROCAS GRANÍTICAS: CORDILLERA REAL (SUITE TRES LAGUNAS)			
Muestra/Unidad litológica		**SH14J Saraguro tipo-S**	**SH14K Saraguro tipo-S**	**JR385 Baños tipo-S**	**JR386 Baños tipo-S**
Elementos mayores (fused bead data)					
SiO_2	wt%	71.95	68.49	72.23	73.04
TiO_2	wt%	0.54	0.99	0.36	0.31
Al_2O_3	wt%	13.62	14.24	14.36	14.07
Fe_2O_3	wt%	0.89	1.89	2.39	2.12
FeO	wt%	2.29	2.74	Na	Na
MnO	wt%	0.06	0.09	0.03	0.02
MgO	wt%	1.04	1.25	0.77	0.66
CaO	wt%	1.58	2.84	2.29	2.08
Na_2O	wt%	2.50	3.56	3.19	3.07
K_2O	wt%	4.51	2.53	3.60	3.80
P_2O_5	wt%	0.19	0.28	0.13	0.14
LOI	wt%	1.09	1.06	1.16	1.09
Total	**wt%**	**100.26**	**99.96**	**100.51**	**100.40**
Elementos traza (pressed pellet data)					
S	ppm	388	363	na	na
Cl	ppm	141	130	na	na
Ba	ppm	874	259	595	669
Rb	ppm	176	151	113	113
Sr	ppm	111	104	187	184
Pb	ppm	28	23	9	9
Th	ppm	16	22	10	10
Zr	ppm	184	343	142	136
Nb	ppm	12	16	7	7
Y	ppm	38	62	26	24
V	ppm	54	89	28	25
Cr	ppm	32	65	8	6
Ni	ppm	13	208	5	4
Cu	ppm	16	8	8	6
Zn	ppm	57	85	20	17
Ga	ppm	15	19	na	na
La	ppm	21	31	18	16
Ce	ppm	49	105	51	44
Nd	ppm	25	47	na	na

ppm = partes por millón; na = no analizado

ÍNDICE GEOLÓGICO

Las páginas en negrita contienen la descripción principal del ítem


ISBN 0-85272-239-7
9 780852 722398

PRICE HB


Natural
Environment
Research
Council